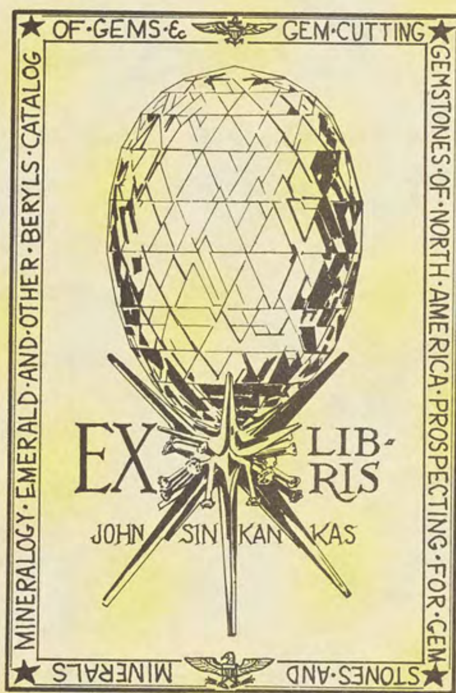
JS


MINERALOGY·EMERALD·AND·OTHER·BERYLS·CATALOG
OF·GEMS·&c
GEM·CUTTING
GEMSTONES·OF·NORTH·AMERICA·PROSPECTING·FOR·GEM
STONES·AND
MINERALS
EX LIB-RIS
JOHN SIN KAN KAS

PROF. DR. W. C. BRØGGER:

DIE MINERALIEN DER SÜDNORWEGISCHEN GRANITPEGMATITGÄNGE.

DIE MINERALIEN
DER SÜDNORWEGISCHEN GRANIT-PEGMATITGÄNGE.

I. NIOBATE, TANTALATE, TITANATE UND TITANONIOBATE.

VON

PROF. DR. W. C. BRØGGER.

(VIDENSKABS-SELSKABETS SKRIFTER. MATH.-NATURV. KLASSE 1906. No. 6.)

UDGIVET FOR FRIDTJOF NANSENS FOND.

KRISTIANIA.
IN COMMISSION BEI JACOB DYBWAD.
A. W. BRØGGERS BUCHDRUCKEREI.
1906.

Fremlagt i Fællesmødet den 23de Marts 1906.

With the compliments
of the authors

Professor Dr. S. L. Penfield

in Freundschaft gewidmet.

Inhalt.

Einleitung.

Es giebt wohl in der ganzen Welt wenige Gegenden, die einen grösseren Reichthum an granitischen Pegmatitgängen aufweisen können, als das südliche Norwegen, gewiss auch nicht viele, die nur eine ähnliche Mannigfaltigkeit dieser für den Mineralogen, sowie auch für den Chemiker so interessanten und ergiebigen Fundgruben seltener und merkwürdiger Mineralien beherbergen.

Wie ich schon bei früherer Gelegenheit nachgewiesen habe[1], umfransen die Pegmatitgänge im Allgemeinen die Grenzzone der betreffenden Gebiete von Tiefengesteinen, denen sie sich genetisch anschliessen, und deren letzte eruptive Thätigkeit sie selbst repräsentiren; in oder längs der Grenzzone, bald auf diese begrenzt, bald auch in einiger doch nie sehr grosser Entfernung von derselben, bald spärlicher bald in reicher Fülle — wenn sie überhaupt vorhanden sind — bilden sie, wo sie auftreten, eine ausserordentlich charakteristische Gruppe der Ganggefolgschaft der verschiedensten Tiefengesteine. Doch ist nicht jede Grenze der Tiefengesteinsgebiete von pegmatitischen Gängen umsäumt, und ebensowenig sind alle pegmatitischen Ganggesellschaften reich an seltneren Mineralien.

Der Reichthum des südlichen Norwegens an granitischen Pegmatitgängen hat ganz natürlich zu einer bedeutenden Produktion von Feldspath (besonders Mikroklinperthit) zu technischem Gebrauch, namentlich für die Porcellanindustrie, geführt; die Grösse dieser Produktion hat in

[1] W. C. Brøgger: »Nogle bemærkninger om pegmatitgangene ved Moss og deres mineraler«. Geol. Fören. i Stockholm Förhand. B. 5, S. 371 (1881). Siehe auch: W. C. Brøgger. »Die Mineralien der Syenitpegmatitgänge der südnorwegischen Augit- und Nephelinsyenite. Zeitschr. f. Kryst. B. 16, I, S. 202 ff. (1890).

den letzteren Jahren gewöhnlich 15 000 bis 25 000 Tons jährlich ausgemacht[1]. Als Nebenprodukte werden dabei, ausser Quarz (im Jahre 1904 6679 Tons) und z. Th. Glimmer auch verschiedene Mineralien mit seltneren Erden und Säuren gewonnen, theils für specielle chemische Zwecke, theils in den späteren Jahren namentlich als Rohmaterial für die Darstellung der seltenen Erden (Yttererden, Ceritoxyde, Thorerde, Zirkonerde etc.) und Säuren (Tantalsäure, z. Th. auch Niobsäure etc.) für die Glühlichtindustrie.

Die Feldspathbrüche — z. Th. sind sie ordentliche Gruben — können selbstverständlich nicht sehr weit von genügender Communikationslinie (Eisenbahn oder Seehafen) belegen sein. Sie sind nämlich nur ganz ausnahmsweise so reich an werthvollen seltenen Mineralien, dass sie ausschliesslich dieser wegen abgebaut werden können, und der Feldspath, sowie der Quarz bedingen zu niedrige Preise, als dass sie einen längeren kostspieligen Transport tragen könnten; praktisch verwerthbarer Glimmer ist auch nur verhältnissmässig selten vorhanden. Dieser Umstand hat dann ganz natürlich zu dem Resultat geführt, dass einige der an Pegmatitgängen reichen Gebiete durch Abbau gut aufgeschlossen sind, während andere fast gar nicht bearbeitet werden konnten. Die Kenntniss der Mineralienführung der granitischen Pegmatitgänge Südnorwegens beschränkt sich deshalb zum grössten Theil auf diejenigen Granitbezirke, welche nicht allzu weit von der Küste liegen, während die Pegmatitgebiete des Binnenlandes (z. B. am Nordende von Kröderen, Modum, die Gegend NO. und O. von Öieren, Numedal, die Nordgrenze des Granitgebietes von Telemarken etc.) in mineralogischer Beziehung sehr unvollständig oder gar nicht untersucht werden konnten.

Eine Bearbeitung der Mineralien der südnorwegischen granitischen Pegmatitgänge kann deshalb gegenwärtig nur ganz unvollständig und nur für gewisse Gebiete einigermassen befriedigend ausgeführt werden. Auch andere Umstände sind hier entscheidend, so namentlich die sehr beschränkten Geldmittel, welche das mineralogische Institut der Universität auf Einkauf der Mineralien spenden konnte; die Sammler und Mineralienhändler haben deshalb in grosser Ausdehnung eben die seltensten

[1] In den Jahren 1840 bis 1889 (nach J. P. Friis) im Ganzen ca. 170 000 Tons. In den Jahren 1890—95 durchschnittlich 9 bis 10 000 Tons, 1896—1900 ca. 15 500 Tons, 1901—1903 ca. 18 bis 19 000 Tons; im Jahre 1904 20 835 Tons zu einem Werth von etwas mehr als 300 000 Kronen. Aus diesem Export 1904 stammten 755 Tons von der Gegend östlich vom Kristianiafjord (Spro, Næsodden b. Kristiania), 5349 T. von Smålenene, 3003 Tons von Kragerö, 4809 T. von der Küste von Nedenäs (Risör-Arendal), 6893 T. von Kristiansand (namentlich vom Sætersdal). Im Ganzen in den Jahren 1840—1906 exportirt ca. 400 000 Tons von Feldspath.

und werthvollsten Stufen und Krystalle an das Ausland verkauft, ein Umstand, welcher es gegenwärtig unmöglich macht, eine einigermassen erschöpfende Darstellung der Paragenesis der Mineralien der granitischen Pegmatitgänge Südnorwegens zu liefern.

Obwohl eine monographische Bearbeitung der granitischen Pegmatitgänge Südnorwegens, in der Vollständigkeit, wie ich eine solche früher für die syenitischen Pegmatitgänge des Kristianiagebietes durchführen konnte, somit gegenwärtig gänzlich ausgeschlossen ist, so ist doch im Laufe der Jahre ein so bedeutendes Material von Mineralien auch aus den granitischen Pegmatitgängen des südlichen Norwegens nach und nach in der Sammlung des mineralogischen Instituts der Universität angehäuft, dass ich schon seit vielen Jahren eine Bearbeitung desselben angefangen habe. Einige Vorarbeiten zu dieser Bearbeitung hatte ich schon im Anfang der 80-er Jahre gemacht. Professor Dr. C. Blomstrand in Lund erhielt dann von mir eine Anzahl neuentdeckter Vorkommnisse zur Analyse, und ich bekam somit nachher (im letzten Theil der 80-er, und im ersten Theil der 90-er Jahre) die an diesem Material von ihm ausgeführten Analysen zur Publikation in einer grösseren Arbeit über die Mineralien der granitischen Pegmatitgänge Südnorwegens.

Verschiedene Umstände haben diese Publikation ein Jahr nach dem anderen verzögert. Die Bearbeitung einer Anzahl der betreffenden Mineralien wurde zwar schon vor vielen Jahren fertig geschrieben, und ebenfalls mehrere vorläufige Mittheilungen über einzelne Mineralspecies publicirt, eine Vollendung der ganzen Arbeit erlaubte meine Zeit mir aber noch immer nicht, da andere Arbeiten immer dazwischen kamen.

Da es mir unter diesen Umständen ziemlich hoffnungslos erscheinen musste, die vollständige Bearbeitung der Granitpegmatitmineralien zur Publikation fertig zu bringen, habe ich mich schliesslich dazu entschlossen den ursprünglichen Plan eines derartigen Werkes wesentlich zu ändern, und, anstatt eine einigermaassen abgeschlossene Bearbeitung des ganzen Materiales auf einmal zu liefern, die Publikation auf eine Reihe von Abhandlungen zu vertheilen, in der Hoffnung in dieser Weise jedenfalls die Bearbeitung der wichtigsten Gruppen der speciell für die granitischen Pegmatitgänge charakteristischen norwegischen Mineralien fertig zu bringen.

Als erste Publikation dieser Reihe soll denn die Bearbeitung der Niobate, Tantalate und Titanoniobate der südnorwegischen Granitpegmatitgänge in der folgenden Darstellung mitgetheilt werden. Es war natürlich mit dieser Gruppe anzufangen, in erster Linie auch deshalb, weil es mir eine ernste Pflicht war, zuerst die von meinem hoch-

verehrten verstorbenen Freund Prof. Dr. C. Blomstrand schon längst ausgeführten Analysen einmal zu publiciren.

Wenn nun dieser erste Theil der Arbeit auch bei weitem nicht das geben kann, was ich früher gehofft hatte, habe ich doch so oft die Wahrheit des Wortes: »das Beste ist des Guten Feind« selbst gefühlt, und eben auch in Verbindung mit dieser Publikation erfahren, um nicht dennoch froh zu sein, doch endlich einmal das alte Manuscript zum Drucken zu schicken; es hat ja doch für mehrere Abschnitte schon viel länger als die vom Vater Horaz empfohlenen 9 Jahre in der Schublade des Schreibtisches gelegen.

Kurze Übersicht über die Verbreitung und die Mineraliengesellschaft der granitischen Pegmatitgänge Südnorwegens.

Selbst in der unmittelbaren Nähe von Kristiania sind granitische Pegmatitgänge, im Grundgebirge beiderseits des Bundefjords und des Kristianiafjords innerhalb Dröbak recht häufig; grössere Gänge sind jedoch hier selten und eine mehr bedeutende Feldspathproduktion hat nur an einer einzigen Stelle und namentlich in den beiden letzten Jahren bei Spro, am Næsodden, etwa 20 Km. SSW von der Stadt, und unmittelbar am Kristianiafjord, stattgefunden. Von seltneren Mineralien ist hier wesentlich nur ein schwarzes, dem Euxenit oder dem Samarskit ähnliches, Mineral vorgekommen; Krystalle mit erkennbarer Flächenbegrenzung sind nicht gefunden, und das Mineral ist nicht näher untersucht.

Die Granitgebiete im Grundgebirge beiderseits des grossen Binnensees Öieren sind mit einer grossen Anzahl von Pegmatitgängen umgeben; der schlechten Communikationen wegen hat hier kein Abbau nach Feldspath stattfinden können, und die Mineralienführung dieser Gänge ist deshalb beinahe gänzlich unbekannt. Auf Kaliglimmer wurden an ein Paar Stellen an der SO-Ecke von Öieren die Gänge angebrochen; so wurden z. B. bei Olberg in Trygstad grosse und hübsche Platten von Muscovit gewonnen.

Auch eine Reihe anderer Glimmergruben finden sich östlich vom Glommenfluss in den Kirchspielen Eidsberg, Rakkestad etc. So fanden sich z. B. ausgezeichnet schöne und grosse Platten von Muscovit in der Tutturen Grube in Eidsberg; mehr bekannte Glimmergruben sind die Greaker-Grube, sowie namentlich die grosse Erte-Grube (östlich vom See Ertevand) in Rakkestad[1], ferner die Gruben bei Hövik und Kjölen-Ödegården ebendaselbst. Zum Theil schliessen sich diese Glimmergruben östlich vom Glommenfluss an eine Reihe älterer kleiner Granitgebiete, welche im ganzen Smålenene Amt östlich von Glommen zerstreut sind; denselben schliesst sich auch eine grosse Masse von

[1] Über diese Gruben siehe: J. P. Friis. Norges geol. unders. No. 14. Årbog f. 1892 & 1893, Kristiania 1894, S. 76 ff.

granitischen Pegmatitgängen an, welche wesentlich nur Feldspath und Quarz geliefert haben. Von derartigen Vorkommen können z. B. erwähnt werden:

In Askim, ein grosser Feldspathgang bei Gurrud, nahe bei Askim Bahnhof; der Feldspath war hier in der Teufe mit Pyrit so stark verunreinigt, dass der Abbau deswegen aufhören musste. In Eidsberg sind ebenfalls eine Reihe von granitischen Pegmatitgängen auf Feldspath abgebaut, so z. B. bei Haga, ferner bei Pengerud, bei Lundeby (in Hærland etc.).

Die pegmatitische Ganggefolgschaft des Fredrikshalds-granits.

Südlich von dem grossen, von der bekannten Endmoräne, dem »Ra« aufgestauten See »Vansjö« fängt das grosse Granititgebiet von Smålenene und Bohuslän an; die Nordgrenze desselben streicht ungefähr SW—NO von der Mündung des Kråkstadfjords in Råde nach dem südlichen Theil von Vansjö, dann ung. W—O nach dem S-Ende von »Mingevand«, dann längs dem SO-Ufer dieses Sees 6—7 Km. in NO-licher Richtung, ferner in einem Bogen in der Richtung NW—SO nach Varteig Kirche und nach dem See »Issevand« und weiter ung. in südlicher Richtung nach Spånviken, dann umbiegend in der Richtung W—O nach dem Iddefjord etc. und nun in südlicher Richtung nach dem Boden dieses Fjords in Bohuslän, wo das Granititgebiet nach Süden fortsetzt bis zum Gullmarfjord und Lysekil. Das Land westlich von dieser Grenze wird der Hauptsache nach vom Granitit eingenommen. Dies ganze Granititgebiet ist somit ungefähr 130 Km. in der Richtung N—S zwischen Vansjö und Lysekil und durchschnittlcih 15—20 Km. in der Breite in der Richtung O—W.

Die ganze Grenzzone dieses Granititgebietes ist nun von zahllosen Pegmatitgängen umsäumt, namentlich in der näheren Umgebung der Grenze, aber auch in grösserer Entfernung, bis zu 10 bis 15 Km., von derselben.

In grosser Anzahl sind diese Gänge von so grobem Korn und so bedeutender Mächtigkeit, dass sie bei hinreichend günstiger Lage auf Feldspath und Quarz oder (seltener) wesentlich auf Glimmer abgebaut werden konnten.

So sind am Kurefjord im Kirchspiel Rygge Feldspathbrüche bei Grevsrud, Hullingsås, Sameja etc. gewesen, ferner weiter gegen NO in Rygge bei Fredskjær, Kjelleröd, und bei Huggenæskilen

bei Vandsjö, samt auf der Insel Fæö in Vandsjö (bei Dramstad etc.), hier grosse Gruben (u. a. reich an Beryll).

Im Kirchspiel Råde, am Kråkstadfjord bei Röstad und Fuglevik (Beryll, Columbit etc.), weiter NO bei Berg (Fergusonit etc.!) Lökka, Heja, bei Åker, Lorebö, Elvestad, Karlshus (grosse, an Mineralien reiche Grube), Skråtorp, Starengen, Halvorsröd (interessantes Vorkommen, reich an Flussspath), Lundeby, Myre, Lund, Slangsvold (Molybdänglanz in schönen Krystallen etc.), ferner auf der Insel Oxenö etc., — fast überall in Råde mit Columbit etc.

Weiter nördlich fanden sich eine Reihe Feldspathbrüche, z. Th. reich an Mineralien (Samarskit, Columbit, Monazit etc.) auf der Insel Dillingö in Vandsjö, sowie auch östlich von Vandsjö im Kirchspiel Våler eine Anzahl z. Th. ziemlich bedeutender Feldspathbrüche auf der Ånneröd-Halbinsel (Gustavsgrube, Eriksgrube, Aslaksgrube etc. bei Ånneröd; Kjærsund-Grube, Ödegårdsletten-Grube etc. etc.), fast alle mit Columbit, Samarskit etc., und mehrere mit reichlicher Masse von z. Th. riesigen Krystallen von Beryll, Topas etc.

Die Umfransung der Granititgrenze mit Granitpegmatitgängen setzt sich weiter noch in NO und O von der Granititgrenze fort, in Svindal, Tune, Varteig und Rakkestad, Skjeberg und Berg.

So ist bei Röstad etc. in Svindal Molybdänglanz auf einem Pegmatitgang gebrochen. In Tune Kirchspiel sind grössere Feldspathbrüche getrieben bei Ramstad und Ryen (hier u. a. Thoruranin), in Varteig Kirchspiel nahe bei Ise Bahnhof (mehrere Gänge), ferner in Skjeberg Kirchspiel bei Sætre (grosser Gang) am SW-Ende vom Issesjö, auch bei Havn mehrere grössere Brüche am Issesjö, und bei Ubby (Ybby) am NO-Ende des Sees.

Weiter gegen SO findet sich auch näher der Granitgrenze eine grössere Feldspathgrube bei Herrebröden im Kirchspiel Råde, samt noch weiter gegen SO bei Lilledal im Kirchspiel Tistedalen.

In weiterer Entfernung von der Granitgrenze, etwa 7 bis 10 Km., liegt eine grosse Reihe von Feldspathbrüchen und Glimmergruben nach einander auf einer Linie NNW—SSO, namentlich längs dem Thal des Ertevand und des Skjæklevand in Rakkestad.

In Rakkestad sind grössere und kleinere Gruben abgebaut bei Sandaker (hier drei Gruben; eine derselben hat eine Reihe sehr grosser, schöner Feldspathkrystalle geliefert, die jetzt von der Mineraliensammlung der Universität Kristiania erworben sind); ferner bei Ski, Melleby, Narby, Sagbakken, Lund, Rolfseiden (sämmtlich NNW vom See Ertevand in Degernæs), ferner bei Orud, Knold und Vatved (um das

S-Ende von Ertevand), ferner bei Julsrud und bei Stryker etc. (nahe dem N-Ende des Sees Skjæklevand), alle in Degernæs. Einige dieser Vorkommen sind bedeutende Feldspathgruben, so namentlich die Orud-Grube, wohl die grösste Feldspathgrube in Smålenene, angeblich ca. 80 M. tief und schon durch viele Jahre abgebaut, ebenso die von einer französischen Compagnie getriebene Stryker-Grube etc.[1]

Auch in Schweden ist die Ostgrenze des Granititgebietes entsprechend mit Pegmatitgängen umsäumt, so z. B. S. von Uddevalla etc.

Ebenso finden sich Pegmatitgänge ganz allgemein verbreitet längs der W-Grenze dieses Granititgebietes auf den Inseln, wo dieselbe erhalten ist, so auf den Koster-Inseln in Bohuslän, wie auf der Insel Krageró bei Fredrikstad, auf den westlichsten der Hvaler-Inseln in Smålenene (Kirkeön, Spjærö etc.).

Das Hauptgestein des grossen, oben erwähnten Granititgebietes in Smålenene — Bohuslän gehört, wie schon von A. E. Törnebohm nachgewiesen, zu den jüngsten Granitgesteinen des Grundgebirges; es ist ein relativ kleinkörniger Granitit, gewöhnlich von hell grauer, gelblich grauer oder seltener hell röthlicher Farbe, mit herrschendem Mikroklin und wenig Oligoklas, reichlich Quarz, sammt Biotit (stellenweise mit Muscovit); von accessorischen Mineralien sehr verbreitet Orthit, ausserdem Zirkon, Apatit, Pyrit, Magnetit etc., dagegen nicht Titanit. Ausser Zirkon kommt wahrscheinlich auch Xenotim als accessorisches Mineral vor. Der Granit führt somit in seiner Masse sowohl Ceritoxyde als Yttererden. Charakteristisch ist es, dass dieser Granitit, soviel ich beobachten konnte, niemals Spuren von Hornblende- oder Pyroxen-Mineralien führt, und somit ein echter Glimmergranit ist. In Norwegen ist dieser Granittypus gewöhnlich als »Fredrikshaldsgranit« oder »Idefjordsgranit« bezeichnet.

Die pegmatitische Ganggefolgschaft dieses charakteristischen kleinkörnigen Granitits entspricht nun auch in ihrer Zusammensetzung dem Hauptgestein, und zwar wahrscheinlich ziemlich genau.

In der ganzen Grenzzone längs der Grenze dieses grossen Granititgebietes in Smålenene und Bohuslän zeichnen sich viele Gänge durch einen verhältnissmässig grösseren Reichthum an seltneren Mineralien aus. Es sind aus den Gängen dieser Grenzzone bis jetzt ausser den herrschenden Mineralien (Mikroklinperthit, Albit, Oligoklas, Andesin, Quarz, Muscovit, Biotit, Chlorit etc.) folgende Mineralien nachgewiesen:

[1] Siehe J. P. Friis l. c.

Wismuthglanz (Sandö, Hvaler; auch andere Stellen; bei Lannem in Degernäs, Rakkestad, auch mit metallischem Wismuth).

Molybdänglanz (in ausgezeichneten Krystallen von Slangsvold in Råde, ferner von Röstad in Svindal, von Hvaler u. a. St.).

Schwefelkies und andere Kiese (Kupferkies, Bleiglanz etc.) ziemlich sparsam.

Titaneisenerz und Magnetit (beide spärlich; bei Fredrikstad auf Kragerö etc.).

Topas (z. Th. in grossen Krystallen; Ånneröd, Halvorsröd etc.).

Orthit (sehr sparsam, und so viel mir bekannt überall nur in kleinen Krystallen).

Gadolinit (nur von der Insel Kragerö bei Fredrikstad bekannt).

Zirkon (und Malakon; namentlich auf der Insel Kragerö bei Fredrikstad mit Xenotim verwachsen, auch mit Euxenit etc.).

Alvit (Cyrtolit); ebendaselbst.

Thorit (?; nicht ganz sicher nachgewiesen, und jedenfalls sehr selten).

Mangangranat (an vielen Stellen, z. Th. auch in recht grossen Krystallen, namentlich auf den Beryll führenden Gängen in Råde, aber auch auf den übrigen Gängen, z. B. Elvestad, Karlshus, Halvorsröd, Ånneröd etc.).

Turmalin (?; nicht ganz sicher nachgewiesen[1]).

Beryll (an vielen Gängen und bisweilen in grosser Masse; in Krystallen bis zu 300 Kilo schwer gefunden).

Fergusonit (recht häufig im nördlichen Theil des Gebietes, namentlich auf Dillingö; bei Berg in Råde in grösserer Quantität gefunden).

Mossit (an einem einzigen Gang in einer Stufe gefunden; sehr selten).

Columbit (sehr allgemein verbreitet auf vielen Gängen, im nördlichen Theil des Gebietes).

Euxenit (nur von der Insel Kragerö bei Fredrikstad).

Samarskit (auf zahlreichen Gängen im nördlichen Theil des Gebietes).

Yttrotantalit (nur von zwei Gängen, im nördlichen Theil des Gebietes; selten).

Mikrolith (?; auf Yttrotantalit von Dillingö; sehr selten).

Pyrrhit (?; auf Euxenit von der Insel Kragerö bei Fredrikstad; sehr selten).

---

[1] Turmalin ist von mehreren Pegmatitgängen in Smålenene (in Askim, auch bei Gjöby in Degernäs (Rakkestad), bei Elletun in Rödenäs etc.) bekannt; dieselben gehören aber kaum zu der Grenzzone des Fredrikshaldsgranits, sondern zu anderen älteren Granitinjektionen.

Thoruranin (Bröggerit, Cleveit von mehreren Gängen, namentlich im nördlichen Theil der Grenzzone; begleitet von verschiedenen sekundären Uranverbindungen, Uranocker etc.).

Apatit (Fluorapatit, ziemlich verbreitet, stellenweise in grossen Krystallen; Karlshus, Halvorsröd, Starengen, Ånneröd etc.).

Monazit (an vielen Gängen, z. Th. in grossen Krystallen).

Xenotim (ebenfalls recht häufig verbreitet, meistens in ganz kleinen Krystallen, häufig mit Zirkon regelmässig verwachsen).

Flussspath (in Masse an einzelnen Gängen; Karlshus, Halvorsröd etc.; an der letzteren Lokalität ist edler, wasserheller Flussspath gefunden).

Parisit (auf dem eben genannten Vorkommen bei Halvorsröd in kleinen Krystallen).

Kalkspath (als sekundäre Bildung, doch ziemlich spärlich).

Diese Mineraliengesellschaft ist nun keineswegs gleichmässig vertheilt über die Gänge der ganzen Grenzzone. Im Gegentheil, einige Theile der Grenzzone sind verhältnissmässig reicher an einer Mineraliengesellschaft der seltneren Species, andere sind an seltneren Mineralien ganz arm. So finden sich auf der ganzen inneren (östlichen) Reihe von Feldspathbrüchen und Glimmergruben in Rakkestad angeblich fast nie seltnere Mineralien. Am reichlichsten sind diese, so viel bis jetzt bekannt, namentlich im nördlichen Theil des Gebietes vorhanden, und zeigen hier oft recht charakteristische paragenetische Beziehungen.

Charakteristisch ist für die Mineralienführung dieser Pegmatitganggefolgschaft längs der Grenzzone des nördlichen Theiles des Gebietes, in Rygge, Råde, Våler, erstens das relativ häufige Vorkommen von Monazit und Columbit, sammt für die Gänge auf Dillingö und in Våler von Samarskit; ebenso charakteristisch ist die Armuth an Orthit, Euxenit und Thorit, während Thoruranin häufiger ist.

Charakteristisch für die Pegmatitgänge des Fredrikhaldsgranits ist ferner das fast gänzliche Fehlen des Turmalin und des Titanit, welche nicht mit voller Sicherheit unter den Mineralien dieser Ganggefolgschaft beobachtet sind.

Schon in meiner vorläufigen Darstellung über die Pegmatitgänge bei Moss (l. c. 1881) habe ich zwei Hauptgruppen von granitischen Pegmatitgängen in Smålenene unterschieden: 1) die ordinären Gänge (aus vorherrschendem Mikroklinperthit, viel Quarz und Biotit, nur untergeordnet Oligoklas und Muscovit bestehend, mit den accessorischen Mineralien Mangangranat, Monazit, Apatit, Magnetit, Niobaten und Tantalaten,

Thoruranin etc.) und 2) die Plagioklas-Muscovit-Pegmatite (mit reichlich Oligoklas oder Andesin, sammt Albit zusammen mit Quarz und Muscovit, aber mit untergeordnetem Mikroklinperthit; accessorisch kommt an diesen Gängen namentlich Beryll oft sehr reichlich und in grossen Krystallen vor, oft auch Topas, ferner Flussspath etc.). Beide Ganggruppen sind aber nicht scharf getrennt und gehen vollständig in einander über.

Die Granitpegmatite der Umgrenzung der grossen Granitgebiete des SW-lichen Norwegens.

Schon durch die geologische Aufnahme um die Mitte des vorigen Jahrhunderts durch T. Dahll[1] wurde im SW-lichen Theile des Landes das gewaltige Granitgebiet des »Telemarksgranit« ausgeschieden. Spätere Untersuchungen haben gezeigt, dass hier nicht ein einheitliches Granitgebirge vorliegt[2], sondern dass ältere Granite (Granitgneise) von den jüngeren, die Telemarks-Formation durchsetzenden, Graniten unterschieden werden müssen. Auch unter den letzteren können verschiedene Typen und Altersstufen auseinander gehalten werden, namentlich ein etwas älterer, grobkörniger, oft verhältnissmässig basischer Typus (häufig flaserig, mit Augenstruktur, stark gepresst, und oft relativ reich an dunklen Mineralien, unter denen auch Hornblende), welcher die grösste Verbreitung hat und bis nach den Fjorden in Hardanger hinüberreicht, — und ein jüngster (doch noch dem Grundgebirge angehöriger) Typus, von feinerem Korn, quarzreich und gewöhnlich ein reiner Granitit. Dieser letztere, nicht gepresste Granit entspricht sehr nahe dem Fredrikshaldsgranit; auch dieser hat grosse Verbreitung (z. B. im Törrisdal, NO vom Nisservand etc.).

Da in neuerer Zeit keine geologische Kartenaufnahme in diesem Theil des Landes stattgefunden hat, lassen sich die verschiedenen Granitgebiete in dem gewaltigen Landestheil zwischen dem See Nordsjö und den Fjorden in Stavanger Amt und in S. Bergenhus Amt gegenwärtig nicht näher abgrenzen und auseinanderhalten.

Dass die grosse Masse der Granite in Telemarken und in Kristianssands Stift, wie schon von T. Dahll, Törnebohm etc. nachgewiesen, jünger als die Telemark'sche Quarzitformation ist, dürfte nach meiner

[1] T. Dahll. »Om Telemarkens Geologi«. Nyt Mag. f. Naturv. B. 11 (1860).

[2] Siehe namentlich A. E. Törnebohm. »Några notiser från en geologisk resa i Telemarken«. Geol. Fören. i Stockholm Förhandl., B. 11, (1889), S. 46 ff.; namentl. S. 56, 59, 61—62.

Ansicht aus mehreren Gründen als ganz unzweifelhaft angesehen werden können; selbst abgesehen von den längst bekannten Grenzprofilen, welche zeigen, dass Bruchstücke der Gesteine der Telemarksformation längs den Granitgrenzen im Granit eingeschlossen sind, beweist die mit der Graniteruption verknüpfte Gangformation der Telemark'schen Kupfererzgänge[1] längs der ganzen N-Grenze des Granitmassives zwischen Saude og Mo evident, dass der Granit jünger ist[2]. Mit diesen gewaltigen jüngeren Graniteruptionen Telemarkens sind ziemlich sicher auch die grössere nund kleineren Granitmassen verknüpft, welche in der Küstenzone zwischen Rognstrand—Frierfjord (Bamle) in NO und der Gegend von Kristiansand in SW zum grossen Theil die jüngere Quarzitformation dieser Küstenzone (»die Bamleformation«) durchbrechen.

Die Bamleformation, eine wesentlich von einer mächtigen Quarzitablagerung (mit untergeordneten Schichten von Glimmerschiefer, Gedritschiefer etc.) aufgebaute Formation, ist in der Küstenzone in Bamle, Sanökedal, Skåtö, Gjerrestad, Söndeled, Dybvåg, Holt, Froland, Östre Moland etc. voll von lakkolithischen (durch die spätere Erosion kuppenförmig aufragenden) Injektionen von verschiedenen Gabbrogesteinen (Noriten und Olivinhyperiten) mit begleitenden bankförmig in der Quarzitserie eingelagerten Amphiboliten und Amphibolitschiefern, sowie von jüngeren Graniten. Die Gabbrogesteine und die Granite sind auch hier, wie es auch anderswo häufig der Fall ist, genetisch nahe verknüpft, die basischen Gesteine als die ältesten melanokraten Glieder, die Granite als die jüngsten leukokraten Endprodukte einer magmatischen Differentiation.

Beide polaren Glieder sind von ihrer besonderen pegmatitischen Ganggefolgschaft begleitet: die Hyperite von den bekannten Apatit führenden Gängen[3], welche eine besondere pneumatolytische Gangfacies des basischen Gabbromagmas repräsentiren, die Granite von einer grossartigen Ganggefolgschaft von Granitpegmatitgängen; die letzteren sind wie die Granite selbst in dieser Küstenzone überall die jüngsten Eruptionen, welche durch die Quarzite der Bamleformation und die in derselben eingeschalteten Amphibolite (Kragerö, Tåtö etc.),

[1] Siehe namentlich J. H. L. Vogt. »Norske ertsforekomster«. III. Den Thelemark-Sæterdalske ertsformation«. Arkiv f. Math. & naturv. B. 9, 1884. Hier ist auch die ältere Litteratur erwähnt.

[2] Dr. H. Reusch hat in einer kleinen Notiz »Om Telemarkens fjeldbygning« (Naturen, B. 27, 1903, S. 1 ff.) die entgegengesetzte Ansicht angedeutet, nach meiner Ansicht ohne Berechtigung.

[3] W. C. Brøgger & H. H. Reusch. »Vorkommen des Apatit in Norwegen« Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1875, S. 646—702.

wie auch durch die Gabbrogesteine (Langö etc.) als unzweifelhaft eruptive Gangmassen durchbrechen.

Diese Pegmatitgangschaarung ist namentlich auf den zahlreichen Inseln der ganzen Küstenzone, und z. Th. auch auf dem Festlande an zahlreichen Stellen durch den Abbau der Gänge für die Feldspathproduktion recht gut aufgeschlossen, in älterer Zeit namentlich in der Gegend zwischen Arendal und Tvedestrand, in neuerer Zeit auch noch mehr in der Umgegend von Kragerö und Risör.

Über die Granitpegmatitgänge dieser Küstenzone liegen schon mehrere ältere Publikationen vor, von Th. Scheerer[1], von D. Forbes und T. Dahll[2], von Th. Kjerulf und T. Dahll[3], von J. P. Friis[4]; ebenso über einzelne Mineralienvorkomnisse dieser Gänge in Abhandlungen von P. C. Weibye, Th. Scheerer, A. E. Nordenskiöld, G. Lindström, W. C. Brøgger, G. Bäckström, G. Flink, W. Pettersson, P. Schei u. a.[5].

Obwohl die Granitpegmatitgänge der ganzen Grenzzone des Küstengebietes zwischen dem Langesundsfjord und Kristiansand und weiter südwestlich zwischen Kristiansand und Hitterö, sowie auch noch im Sætersdalen (Evje und Iveland etc.) und in Stavanger Amt in mehreren Beziehungen gewisse gemeinschaftliche Züge betreffs ihrer Mineraliengesellschaft aufweisen, so zeigen z. Th. auch einzelne Gänge oder einzelne Gebiete gewisse Eigenthümlichkeiten, welche dieselben speciell charakterisiren.

So zeichnen sich z. B. namentlich die Granititpegmatitgänge der ganzen Küstenzone der Umgegend von Kragerö (zwischen dem Langesundsfjord und Risör) durch die ausserordentlich allgemeine Verbreitung des Turmalin (z. Th. auch des Titanit) aus. Nicht nur ist an den meisten Pegmatitgängen selbst in dieser Gegend der Schörl

---

1 Th. Scheerer. »Geogn. min. Skizzen samlede paa en Reise i Sommeren 1842«. Nyt. Mag. f. Naturv. B. 4, S. 126 ff., namentlich S. 136, 153—158. — Siehe auch seine Abhandlung über Hitterö (Gæa Norvegica II, 1844 etc.).

2 D. Forbes & T. Dahll. »Mineralogiske Iagttagelser omkring Arendal og Kragerö«. Nyt Mag. f. Naturv. B. 8, 1855, S. 213—229.
T. Dahll. »Om Granitens Optræden i de arendalske Jernleiesteder«. Ibid. P. 230—234.

3 Th. Kjerulf & T. Dahll. »Om Jernertsernes Forekomst v. Arendal, Næs og Kragerö«. Ibid. S. 293—359; siehe namentlich S. 334, 356 etc.

4 J. P. Friis. »Feldspat, kvarts og glimmer, deres forekomst og anvendelse i industrien«. Norges geol. unders. Årbog f. 1891. S. 50—69.

5 Die Abhandlungen über die Mineralien dieser Gänge sollen unter den Beschreibungen der einzelnen Mineralspecies erwähnt werden.

ein häufiges Mineral[1], welches auf einer ganzen Reihe von Vorkommnissen (Tangen Feldspathbruch, Kirkeholmen, Lindvikskollen, Kalstadgangen, Havredal (Bamle) etc.) in schönen und z. Th. ungewöhnlich grossen Krystallen auftritt, sondern auch die umgebenden Gesteine (die Amphibolitschiefer, die Quarzite) führen ganz allgemein Turmalin als accessorisches Mineral durch ihre ganze Masse. Auch finden sich eigenthümliche turmalinführende Kugelgranite, welche mit den Pegmatitgängen genetisch innig verknüpft sind, in grosser Verbreitung. Ich werde diese Gesteine in einer besonderen Arbeit über die geologischen Verhältnisse der Umgegend von Kragerö näher beschreiben.

Sonst sind die meisten Pegmatitgänge der Umgegend von Kragerö (in Bamle, Sandökedal, Skåtö; z. B. die Gänge auf Skåtö, Langö, Gomö, Bærö, Risö etc.) verhältnissmässig ziemlich arm an seltneren Mineralien. Eine Ausnahme macht doch ein grosser Gangzug, welcher zwischen dem südwestlichsten Theil der Stadt Kragerö und dem Kammerfosselv ungefähr der Küste parallel streicht, ein Zug von z. Th. sehr mächtigen und langen parallelen Gängen, auf welchen eine Anzahl grössere und kleinere Feldspathbrüche angelegt sind: der grosse »Kalstadgang« (auch der »Sjåengang« genannt), die Fortsetzung desselben am Gipfel von Lindvikskollen und ferner der in naher Beziehung zu diesem Gang stehende grosse Gang bei Tangen am Kammerfosselv. Diese Gänge führen von seltneren Mineralien unter anderen: Hellandit, Phenakit, schöne und interessante Krystalle von Titanit, ausgezeichnete Krystalle (Zwillinge und Drillinge) von Columbit, schöne Drusen von Alvit, ferner Orthit, Euxenit, Thorit, eigenthümlich langprismatische Krystalle von Apatit, riesige Krystalle von Turmalin etc. etc. Die Mineraliengesellschaft dieses Gangzuges ist somit von ungewöhnlichem Interesse und ist ohne nähere Analogie bei den übrigen Gangzügen von Granitpegmatitgängen des Küstengebietes. Auch durch bedeutende Mächtigkeit sind einige dieser Gänge der Kragerögegend bemerkenswerth; so gehört der Kalstadgang, welcher eine sehr bedeutende Feldspathproduktion veranlasst hat, zu den grössten und längsten der überhaupt bekannten granitischen Pegmatitgänge. Die Gänge der Kragerögegend sind überall arm an Beryll und Kaliglimmer.

---

[1] Schon 1800 von d'Andrada als Aphrizit erwähnt. Spätere Beschreibungen des Turmalin von Kragerö namentlich bei G. Rose (Berl. Acad. 1838), welcher Vorkommnisse von Nedre Havredal in Bamle, ferner von »Arendal« etc. erwähnt. Siehe auch P. C. Weibye (Neues Jahrb. f. Min. 1846, S. 290). P. Groth (Min. Samml. d. Univ. Strassburg, 1878, S. 91) etc.

Pegmatitische Gangzüge, welche sich durch ihre Paragenesis — namentlich Reichthum an Turmalin, Yttrotitanit etc. (auch Orthit, Beryll etc.) — den Gängen der Kragerögegend nahe anschliessen, sind auch aus einer anderen Gegend des südlichen Norwegens bekannt, nämlich von Snarum und Modum, SW vom Tyrifjord, im inneren Theil des Landes; die Vorkommen der schönen Turmalinkrystalle von Ramfos (schwarzer Schörl) in Snarum[1], von Sætersberget bei Fossum in Modum (mit Beryll, Topas, Granat etc.[2]), Skutterud, Modum (brauner Turmalin) etc., sowie des Yttrotitanit von Ramfos und Skutterud etc. sind denjenigen der Kragerögegend vollkommen analog. Diese Pegmatitgänge schliessen sich an Granitmassive, welche wie diejenige der Kragerögegend durch die quarzitische »Bamleformation« aufsetzen und höchst wahrscheinlich mit denjenigen der Küstenstrecke Langesund-Arendal von gleichem Alter sind.

Die Granitpegmatitgänge der Küstenstrecke Risör-Tvedestrand-Arendal sind zum grossen Theil recht einförmig in ihrer Mineralienführung, obwohl auch hier, wie sonst gewöhnlich, einige Gänge oder Gangzüge das eine oder das andere Mineral in hervortretender Menge führen können.

Die Gänge sind über diese ganze Strecke ganz vorherrschend durch Mikroklinpertit und Quarz mit Biotit als Hauptmineralien charakterisirt, während die Beryll (und Topas) führenden, an Muscovit reicheren Gänge meiner Erfahrung nach hier spärlicher auftreten.

Von etwas grösseren oder interessanteren Gangvorkommen, welche meistens auf Feldspath und Quarz oder auf anderen Mineralien in grösserer oder kleinerer Ausdehnung abgebaut worden sind, können von diesem Theil der Küstenzone die folgenden erwähnt werden[3].

Aus der Umgegend von Risör[4]:

Auf der Insel Risö (gerade östlich von der Dampfschiffsbrücke der Stadt Risör) findet sich ein grösserer, seit vielen Jahren nicht abgebauter Feldspathbruch (mit Turmalin, Thorit, Titaneisen, Xenotim etc.). Bei

[1] Siehe schon die Beschreibung von G. Rose (Sitzber. d. Berl. Acad. 1838). Später genauer untersucht von W. Ramsay (Bihang t. Sv. Vet. Akad. Handl. Stockholm 1886, B. 12, II, S. 1).

[2] Th. Scheerer. Poggend. Ann. 1840, B. 49, S. 533.

[3] Eine grössere Anzahl derselben habe ich selbst besucht; andere sind nach der älteren und neueren Litteratur (namentlich nach den Aufgaben von Prof. A. Helland, »Nedenes Amt«, I, S. 358 ff.) angeführt; einige Lokalitäten sind nach Aufgaben von Mineraliensammlern, welche Mineralien an die Universität verkauft haben, mitgetheilt.

[4] Die folgenden Erläuterungen über die Feldspathbrüche der Umgegend von Risör sind mir gütigst von Herrn Herman Jensen in Risör mitgetheilt.

Husås (Kirchspiel Söndeled) wurde ebenfalls früher auf Feldspath getrieben, der Gang war aber so reich an Turmalin, dass der Abbau nicht lohnenswerth war; auch Monazit wurde an diesem Gang gefunden. Bei Lindstöl (in Söndeled) wurden auch einige Hundert Tons Feldspath und einige Tausend Tons Quarz gewonnen; auch die Ramskjær-Grube wurde wesentlich auf Quarz abgebaut (von seltneren Mineralien: Columbit, Euxenit, Thorit, Xenotim, Beryll etc.), ebenso aus der Ranvik-Grube (hier gediegenes Gold, Wismuth, Monazit, Gadolinit, Euxenit, Samarskit, Fergusonit etc.).

Charakteristisch für die Granitpegmatitgänge der Umgegend von Risör ist es angeblich, dass sie sehr quarzreich sind und bisweilen in Gänge, die ganz vorherrschend aus Quarz bestehen, übergehen; Turmalin ist hier, wie bei Kragerö, häufig. Bedeutendere Feldspathbrüche sind deshalb in dieser Gegend nicht vorhanden, obwohl kleinere Pegmatitgänge allgemein sind. Bei Gryting (in Gjerrestad) soll doch neuerdings ein mächtiger, feldspathreicher Pegmatitgang entdeckt worden sein.

Aus der Umgegend von Tvedestrand und zwischen Tvedestrand und Arendal:

Im Kirchspiel Dybvåg: Auf den Inseln Askerön an mehreren Stellen, ferner auf der Insel Sandö (hier bei Sandökilen und bei Haven); die Gänge dieser Inseln sind aus alter Zeit als Fundorte für grosse Krystalle von Yttrotitanit und yttriumhaltigem Titanit bekannt. Forbes und Dahll fanden auf Askerön grosse schöne Krystalle von Yttrotitanit, mehr als 2¼ Kilo schwer; später sind auf Sandö Krystallbruchstücke mehr als 10 Kilo schwer gefunden.

In Holt Kirchspiel ist Feldspath gebrochen: in der Holt Grube (wenigstens 30 M. tief, recht bedeutender Gang); bei Skåland am S-Ende des Ånbuvand (mit Thorit, Orthit, Apatit, Molybdänglanz, Apatit etc.); Landvik Grube, ein grosser bis 10 M. mächtiger Gang mit Orthit, Thorit, Yttrotitanit, Apatit etc. (hat nach Helland viele Tausend Tons Feldspath und vielleicht 200—300 Kilo Thorit geliefert) Båseland Grube (½ Km. NW. von Landvik) hat nach Helland ebenfalls Thorit, sammt Monazit, Columbit, Monazit, Magnetit etc. geliefert; ebenso wird Monazit aus Skrattereid Grube erwähnt. Ferner ist in Holt Kirchspiel nach Feldspath abgebaut in Lambö (Kjenaua) Feldspathbruch, nahe bei der Holt Grube; ein naheliegender grosser Gang führte u. a. Magnetkies, in dem Feldspath so reichlich eingesprengt, dass derselbe dadurch unbrauchbar wurde. (Ähnliche Verunreinigung mit Schwefelkies ist von mehreren Stellen, z. B. von Gurrud Grube bei Askim Bahnhof in Smålenene bekannt). — Endlich ist in Holt Kirchspiel auch bei Flaten, ferner

auf dem Grundstück des Hofes Tveit in Melåsen, und in Auselheia beim Hofe Ausel (hier u a. Ilmenorutil, Orthit, Xenotim, Monazit, Orangit, Thoruranin etc.), bei Svåne (1—2 Km. N von Næs Eisenwerk; hier Thoruranin etc.) etc. nach Feldspath abgebaut.

Im Kirchspiel Östre Moland sind ebenfalls mehrere Feldspathbrüche getrieben, welche sich dem grossen Gangzug in Holt nahe anschliessen; so die grosse Fjelds-Grube, ein grosser Tagebruch ca. 70—80 M. lang, 15 M. breit und bis 9 M. tief (Friis); die Grube hat mehrere Tausend Tons Feldspath, ausserdem viel Thorit geliefert. Andere Gänge sind bei Dalen, bei Haslestad, bei Landbö, Voje etc. abgebaut.

Eine Reihe grösserer Feldspathbrüche und Feldspathgruben findet sich längs der grossen Fahrstrasse Tromösund und in der Nähe derselben, theils auf dem Festlande, theils auf den Inseln. So liegt hier an der Insel Flosta die grosse Narestö-Feldspathgrube, die älteste Feldspathgrube Norwegens (geöffnet ca. 1792), ein bedeutender Gang ca. 70 bis 100 M. lang, und fast ebenso breit. In der Nähe liegt auf dem Festlande (im Holt Kirchspiel) ein anderes wohl ebenso bedeutendes Vorkommen, Garta Feldspathgrube, und (ebenfalls in Holt) etwas weiter SW-lich auf der Insel Buö die Buö-Grube, ebenfalls eine sehr alte und früher bedeutende Feldspathgrube. Weiter westlich liegt am Næskilen auf dem Festlande (in Östre Moland) die Helle-Grube und nahe dabei die ebenfalls alte Mörefjær-Feldspathgrube. Noch weiter SW bei Salteröd, bei Röstöl etc. sind auf dem Festlande grössere und kleinere Feldspathgruben getrieben. — Auf der grossen Insel Tromö wurde schon um die Mitte des vorigen Jahrhunderts ebenfalls eine Anzahl Granitpegmatitgänge abgebaut, so namentlich bei Alve, bei Alvelandskilen, bei Lofstad, bei Hampemyr, ferner auf einer kleinen Insel bei Bjelland (auf der SO-Seite von Tromö; hier Thorit etc.).

Mehrere dieser Gänge sind verhältnissmässig reich an seltneren Mineralien, so namentlich Garta und Narestö. So wurden z. B. bei Narestö zu Zeiten grosse Massen von dunkelbraunem Monazit, in z. Th. sehr grossen Krystallen gefunden[1]; ferner bei Garta in den 80-er Jahren grosse Massen von Xenotim in radialstrahligen, oft faustgrossen Aggregaten. Orthit wurde an vielen dieser Gänge in Masse und bisweilen in riesigen (bis 50—100 Kilo schweren) Krystallen gefunden (z. B. bei Helle und Mörefjær). Der als Cleveit bezeichnete zersetzte Thor-

[1] Zuerst unter dem Namen Urdit beschrieben von Forbes & Dahll l. c. Siehe auch W. C. Br. Geol. Fören. i Stockh. Förhandl., B. 5, S. 351.

uranin wurde zuerst von Garta beschrieben[1], ebenso wurde der für die granitischen Pegmatitgänge charakteristische Uranothorit[2] zuerst beschrieben von Sansvik und von Garta bei Arendal. Ebenfalls wurde von Garta beschrieben der sogenannte Yttrogummit und Uranophan[3]. Der Fergusonit wurde auch von norwegischen Vorkommen zuerst erkannt aus diesen Gängen[4], ebenso der Alvit. Ebenso wurde der deutlich krystallisirte Euxenit zuerst (von Weibye) von Gängen dieser Gegend gefunden und durch Scheerer beschrieben. Anthracit (Bergpech) wurde von Garta von Prof. A. Helland beschrieben[5] etc.

Auffallend häufig und an einzelnen Gängen in relativ bedeutender Quantität sind von diesen seltneren Mineralien auf der Strecke Risör-Arendal namentlich bekannt:

Orthit, Thorit, Alvit, Fergusonit, Euxenit, Yttrotitanit, Monazit, Xenotim, Apatit; seltener bis sehr selten sind auch gefunden: Blomstrandin (Salterö etc.), Yttrotantalit, Samarskit, Columbit, Thoruranin, Gadolinit[6] etc.

Auffallend spärlich ist Beryll und Topas auf den Gängen dieser Strecke vorgekommen. Turmalin ist zwar von mehreren Vorkommen hier bekannt[7], aber jedenfalls hier spärlich verbreitet im Vergleich mit dem Verhältniss auf den Granitpegmatitgängen der Umgegend von Kragerö.

Die charakteristische Mineraliengesellschaft der Pegmatitgänge auf der Küstenstrecke zwischen Risör und Arendal findet sich mit ziemlich nahe demselben Charakter auch auf den Granitpegmatitgängen der Strecke Grimstad-Kristiansand wieder; da die Feldspathproduktion auf diesem Theil der Küste gering gewesen ist, ist die Paragenesis dieser Vorkommnisse bis jetzt wenig untersucht. Das Vorkommen von Mineralien wie Gadolinit, (Malö bei Grimstad), Columbit (Umgegend von Kristiansand) etc. beweist, dass auch diese Gänge ungefähr die gewöhnliche Mineraliengesellschaft der Pegmatitgänge der Südküste führen.

Eine Anzahl Feldspathbrüche sind doch in den späteren Jahren aufgenommen, so z. B. im Kirchspiel Randösund (O. von Kristiansand),

---

[1] A. E. Nordenskiöld. »Mineralogiska bidrag«. 5. Geol. Fören. i Stockh. Förh. B. 4, S. 28 (1878).
[2] A. E. Nordenskiöld. Ibid. B. 3, S. 226.
[3] A. E. Nordenskiöld. Ibid. B. 7, S. 121.
[4] Von Forbes & Dahll unter dem Namen Tyrit und Bragit beschrieben, l. c. S. 227.
[5] A. Helland. Geol. Fören. i Stockh. Förhandl. B. 2, S. 518 etc.
[6] Scheerer hat Gadolinit von Haneholmen bei Tvedestrand erwähnt.
[7] Schon von G. Rose (1838) l. c. beschrieben und abgebildet.

im Kirchspiel Oddernæs (bei Södal, Mövig, Mosby etc.), ferner (N. von Kristiansand) im Kirchspiel Övrebö (bei Fjellestad, Histöl, Loland etc.).

Gewissermaassen eine Fortsetzung der Vorkommnisse nördlich von Kristiansand in Övrebö Kirchspiel etc. bilden die zahlreichen pegmatitischen Granitgangzüge weiter nördlich in grösserer Entfernung von der Küste in den Kirchspielen Iveland und Evje im Sætersdal (in Nedenes Amt). Es ist hier in den letzteren Jahren infolge der Anlage der Eisenbahn von Kristiansand nach Byglandsfjord eine grosse Anzahl z. Th. ganz bedeutender Feldspathbrüche aufgenommen[1]. Diese Vorkommnisse wurden auf meine Veranlassung im Jahre 1903 von Amanuensis P. Schei und Cand. min. C. Hornemann, 1905 wieder von C Hornemann, 1906 von Amanuensis Jac. Schetelig untersucht. Ich verdanke denselben. das folgende Verzeichniss[2].

In Iveland sind grössere Feldspathgruben abgebaut worden bei Vådne, bei Lid, bei Korbuland, bei Håvårstad und bei Frikstad; an mehreren dieser Lokalitäten ist eine Anzahl verschiedener Brüche, so sind bei Frikstad ca. 10 kleinere Feldspathbrüche getrieben; bei Hiltveit, Katterås, Tortveit, Tveit, bei Mölland, bei Birkeland, ferner mehrere Brüche am See Eftevand (Håvas Feldspathbruch etc.). (Auch östlich von Eftevand sind mehrere Brüche, so bei Gjerrustad und Vatne im Veigusdal Kirchspiel).

In Evje sind grössere Feldspathgruben abgebaut bei Landsværk, wo jetzt wohl ca. 15 000 Tons ausgetrieben sind, ferner bei Ås, Åmland (Björnekra) und Högtveit (wenigstens 5000 Tons hier gebrochen). Kleinere Feldspathbrüche sind getrieben bei: Lundekleven, Haugen, Åndland, Smedlia, Skjæggestad, Lauvland (Skavdalen), Galteland, Åvitsland, Austerhus, Lauvås, Gautestad etc.

Viele dieser Granitpegmatitgänge in Sætersdalen sind verhältnissmässig reich an seltneren Mineralien gewesen; wie gewöhnlich ist aber die Mineralienführung nicht nur der verschiedenen Gänge, sondern eines und desselben Ganges sehr ungleichmässig vertheilt.

Einige der Gänge sind reich an Beryll und z. Th. auch an Topas[3].

---

1 Es wurden über Kristiansand (beinahe ausschliesslich von Sætersdalen) exportirt:

	1901	1902	1903	1904
Feldspath	ca. 6400 tons	8 00 tons	8500 tons	7000 tons.

2 Siehe auch die Mittheilung von P. Schei in Helland's »Nedenes Amt« S. 360. Selbst habe ich nur ein Paar der Vorkommnisse in Evje besucht.

3 Ein gewaltiger Krystall von Topas. ca. 60 Kilo schwer, ca. 48 cm. lang, 33 cm. breit, 20 cm. dick ist von einem dieser Gänge nach »British Museum« gekommen.

Andere haben in grösserer Menge die verschiedenen Phosphate (Apatit, Monazit, Xenotim), Cerium- und Yttrium-Silikate (Orthit und Gadolinit, z. Th. in grosser Masse[1]), Zirkon, (Malakon), Titanate und Titanoniobate (Ilmenorutil, Columbit, Euxenit, Polykras, Blomstrandin, Fergusonit, Samarskit), Uran- und Thorium-Mineralien (Thoruranin, Thorit, Alvit etc.) geliefert.

Die Granitpegmatitgänge Sætersdalens wurden schon 1845 von Th. Scheerer[2] ganz kurz erwähnt; er rechnet hier u. a. Gadolinit, Orthit, Titanit, Polykras (?), Apatit, Magnetit, Eisenglanz und Kupferkies unter den Gangmineralien auf.

Weiter nördlich in Sætersdalen, auf der Gebirgsstrecke Strömsheien (zwischen Valle und dem Fyrris-See) untersuchte Scheerer die Kupfererzvorkommnisse der hier abgebauten Gruben und entdeckte hier unzweifelhaft auf Granitpegmatitgängen eine Mineraliengesellschaft von Feldspath, Quarz (ausgezeichneter Schriftgranit wurde beobachtet) und Muscovit mit Beryll, Mangangranat (wie immer in rothbraunen Ikositetraëdern), Apatit, Thoruranin (und Uranocker), Magnetit und ausserdem Kupfererzen: Kupferglanz und sparsamer Buntkupfererz sammt »Kieselmalachit«. Nach Scheerer's Darstellung sollten die Kupfererze hier auf den pegmatitischen Granitgängen selbst auftreten. Ob dies richtig aufgefasst ist, muss dahin stehen; sicher ist es auch nach den neueren Untersuchungen der Kupfererzvorkommen in Telemarken-Sætersdalen durch J. H. L. Vogt[3], dass die Kupfererze hier mit den Graniteruptionen und namentlich mit den Granitgängen nahe verknüpft sind.

Den Pegmatitgangzügen Sætersdalens schliessen sich diejenigen der Küstenstrecke westlich von Kristiansand, auf der Strecke Kristiansand-Mandal-Farsund-Flekkefjord (Hitterö) bis Heskestad in Stavanger Amt, in ihrer ganzen Mineralienführung sehr nahe an. Berühmt sind aus dieser Gegend namentlich durch Th. Scheerer's Beschreibung[4] die in Norit aufsetzenden Gänge von Hitterö (bei Flekkefjord). Es sind von diesen Gängen zuerst beschrieben: Polykras (Scheerer) (Urstad, Rasvåg, Hitterö), Kainosit[5], Blomstrandin (W. C. Br.), Xenotim (Tank,

---

[1] An einem einzigen Gang wurden von Gadolinit 1905—1906 ca. 600 Kilo ausgenommen.

[2] Nyt Mag. f. Naturv. B. 4, S. 418.

[3] Arch. f. Math. & Naturv. B. 9, 1884.

[4] Th. Scheerer. »Über den Norit und die auf der Insel Hitteröe in dieser Gebirgsart vorkommenden mineralienreichen Granitgänge«. In »Gæa Norvegica«, P. 313 ff. (Kristiania 1844).

[5] A. E. Nordenskiöld. »Mineralogiska bidrag«. 9. »Kainosit, et nyt mineral från Hitterö i Norge«. Geol. Fören. i Stockholm Förhandl. B. 8, S. 143 (1886).

Berzelius), Malakon (Scheerer), und auch eine Anzahl andere Mineralien sind auf diesen Gängen ausgezeichnet repräsentirt, wie Gadolinit, Orthit u. a.

Die übrigen Vorkommen der Küstenstrecke zwischen Mandal und Ryfylke sind übrigens z. Th. ebenso interessant in mineralogischer Beziehung als die Gänge von Hitterö; es sind z. B. die Gänge bei Svinör und in Spangereid (Eitland, Linland etc.), sowie im Kirchspiel Spind (Lyngsvåg, Ersåger, Bugdö) etc., ja selbst im Kirchspiel Heskestad (Ollestad Feldspathbruch an der Bahn zwischen Flekkefjord und Ekersund), im Kirchspiel Lund (Moi Feldspathbruch) und im Kirchspiel Helleland z. Th. ungewöhnlich reich an Euxenit (namentlich Eitland), Thorit (namentlich Svinör und Linland), Gadolinit, Xenotim etc. Die von Hitterö bekannte Paragenesis: Polykras (oder Euxenit, Blomstrandin), Gadolinit, Xenotim und Monazit, Malakon (und Alvit) findet sich auch an mehreren anderen Gängen dieser Küstenstrecke (sowie auch in Iveland in Sætersdalen) wieder und deutet somit eine nahe genetische Beziehung dieser ganzen Pegmatitschaarung an. In genetischer Beziehung verdient hier namentlich daran erinnert zu werden, dass die Pegmatitgangzüge, welche die grossen Granitgebiete im SW-lichen Theile des Landes, ob sie durch Quarzit (Kragerö, Bamle etc.), Amphibolit, Amphibolitschiefer (Kragerö, Bamle, Skåtö, Bærö etc.), Hyperit (Langö bei Kragerö etc.), Norit (Hitterö) oder Granit (und ältere Granitschiefer, an vielen Stellen) aufsetzen, überall ungefähr dieselbe Paragenesis, dieselbe Mineraliengesellschaft aufweisen, ein Beweis *instar omnium*, dass ihre Substanz von einer gemeinsamen Quelle, von dem Granitmagma des Granitgebietes, an dessen Grenzzone sie gebunden sind, stammen muss. Dass sie auch sonst in der Art ihres Auftretens in allen Beziehungen sich als durchsetzende Eruptivgänge verhalten, ist durch zahlreiche typische Beispiele (die besten wohl in der Kragerögegend und z. Th. auf Hitterö) evident bewiesen, und ist eine allen norwegischen Geologen so wohl bekannte Thatsache, dass ich es jetzt für gänzlich überflüssig halten darf, das im Laufe der Jahre gesammelte Beweismaterial derselben vorzulegen.

Auch längs den Granitmassiven, welche an die Fjorde der Westküste des Landes, in Ryfylke, Hardanger, Söndhordland angrenzen, sind an mehreren Stellen genau entsprechende pegmatitische Gangzüge bekannt; Mineralien wie Thoruranin, Euxenit und Samarskit sind auch aus diesen Gängen erhalten.

Eine besondere Mineraliengesellschaft, welche sich derjenigen der pegmatitischen Gangzüge im SW-lichen Theile des Landes jedenfalls nahe anschliesst, ist diejenige der quarzreichen Gänge mit Molybdänglanz und Wolfram (Knaben Grube und mehrere naheliegende Gruben in Fjotland oberhalb Flekkefjord, ferner Örsdal in Birkrem Kirchspiel oberhalb Ekersund etc.). —

Im Ganzen sind aus den granitischen Pegmatitgängen der Umgebung der Granitgebiete im SW-lichen Norwegen (Küstzone Rognstrand bis Kragerö und Risör; Küstzone Risör-Tvedestrand-Arendal-Grimstad-Kristiansand-Flekkefjord; Sætersdalen; Stavanger- und S. Bergenshus Amt) ausser den gewöhnlichen Hauptmineralien der Gänge (Mikroklinperthit, Albit, Oligoklas, Andesin, Quarz, Muscovit und Biotit etc.) auch noch folgende Mineralien bekannt:

Wismuthglanz (mit Wismuth und Gold).

Molybdänglanz (an vielen Stellen in geringer Quantität; in Kvinnesdal, Siredal und Birkrem reichlich).

Schwefelkies und andere Kiese (Magnetkies, Bleiglanz, Kupferkies etc.; Kupferglanz (?) und Buntkupfererz (?)).

Titaneisenerz, Eisenglanz und Magnetit, alle gewöhnlich sparsam.

Topas (in grossen Krystallen in Sætersdalen).

Orthit (reichlich an vielen Gängen bei Arendal, auch auf Hitterö etc.).

Gadolinit (ziemlich häufig und z. Th. in grösserer Quantität an mehreren Gängen im SW-lichen Theil des Gebietes; Ranvik bei Risör, Haneholmen bei Tvedestrand, Malö bei Grimstad, Hitterö, Heskestad, Iveland und Evje).

Hellandit (nur bei Kragerö gefunden).

Kainosit (nur auf Hitterö gefunden).

Phenakit (nur von Gängen bei Kragerö).

Zirkon (Malakon, etc.; sehr verbreitet an vielen Gängen mit Fergusonit, Xenotim etc.).

Alvit (Cyrtolith, sehr allgemein verbreitet an vielen Gängen bei Kragerö, Arendal, in Sætersdalen).

Thorit (Uranothorit) und Orangit (Kragerö spärlich; Fjeld-Grube, Skåland, Landvik, Båseland etc., Garta, Narestö, Bjelland etc. bei Tvedestrand und Arendal reichlicher, Spangereid, Lindesnæs, Svinör etc., Sætersdalen).

Ilmenorutil (Tvedestrand, Evje, Iveland).

Mangangranat; an vielen Gängen häufig.

Turmalin (ganz allgemein und reichlich in der Gegend von Kragerö und Risör, auch bei Arendal, sonst sparsam).

Beryll (Arendal, Lindesnæs, Sætersdalen, hier reichlich an einzelnen Gängen).

Titanit und Yttrotitanit (häufig und in ausgezeichneten Vorkommnissen, Kragerö, Risör, Tvedestrand-Arendal).

Fergusonit (häufig sowohl bei Arendal, als in Sætersdalen).

Columbit (sparsam verbreitet; Kragerö, Risör, Arendal, Hitterö, Sætersdalen).

Euxenit (aus zahlreichen Vorkommen und z. Th. in Masse, namentlich bei Arendal und bei Lindesnæs, z. Th. auch in Sætersdalen).

Polykras (aus einer Anzahl Gänge, namentlich auf Hitterö, z. Th. auch in Sætersdalen).

Blomstrandin (reichlich auf Hitterö, sparsam bei Arendal und in Sætersdalen).

Samarskit (sehr selten und sparsam, Kragerö (?), Risör (?), von einem Vorkommen in Sætersdalen).

Yttrotantalit (nicht sicher bekannt; ein Krystallbruchstück, welches diesem Mineral gehört von Helle bei Arendal).

Wolfram (vielleicht aus Pegmatitgang; Örsdal, Birkrem).

Thoruranin (Bröggerit, Cleveit, von verschiedenen Gängen zwischen Tvedestrand und Arendal, sowie auch in Sætersdalen; begleitet von sekundären Mineralien Uranophan (Uransilikat), Uranogummit, Yttrogummit, Thorogummit etc. Uranocker etc.).

Apatit (Fluorapatit, allgemein verbreitet, Kragerö, Risör, Arendal, Hitterö, Sætersdalen).

Monazit (an vielen Gängen z. Th. in sehr grossen Krystallen, Risör, Tvedestrand, Arendal, Lister, Hitterö, Sætersdalen).

Xenotim (auf verschiedenen Gängen zwischen Tvedestrand und Arendal in grosser Masse, auch allgemein Hitterö und Sætersdalen).

Flussspath (sparsam, Arendal etc.).

Tengerit (?) (Kragerö, sekundäre Bildung auf Hellandit).

Kohlenblende (Bergpech; Arendal, auf mehreren Gängen).

Die Pegmatitgänge des SW-lichen Norwegens unterscheiden sich somit in einzelnen Beziehungen betreffs ihrer Mineraliengesellschaft bemerkenswerth von den Pegmatitgängen aus dem Gebiet östlich vom Kristianiafjord. So sind die in dem letzten Gebiet sehr verbreiteten

Mineralien Columbit und Samarskit (mit Yttrotantalit und Mossit) sehr sparsam vorhanden, während umgekehrt die Mineralien Orthit, Gadolinit, Euxenit, Polykras, Blomstrandin, Thorit, die in dem östlichen Gebiet vollständig oder so gut wie vollständig fehlen, in dem südwestlichen Gebiet sehr verbreitet sind.

Mossit, Mikrolith, Pyrrhit, Yttrotantalit, Parisit sind mit voller Sicherheit nur aus dem östlichen Gebiet, Hellandit, Kainosit, Phenakit, Ilmenorutil, Titanit und Yttrotitanit, Polykras, Blomstrandin, Wolfram, Tengerit, Kohlenblende, nur aus dem südwestlichen Gebiet bekannt.

Auch das SW-liche Gebiet zeigt, wie schon oben erwähnt, keine einheitliche Beschaffenheit in der Mineraliengesellschaft, namentlich nicht was die seltneren Mineralien betrifft.

In beiden Hauptgebieten können wir, was die Paragenesis namentlich der seltneren Mineralien betrifft, eine Reihe verschiedener Gangtypen unterscheiden:

1. Die gewöhnlichen Granitpegmatitgänge (mit Mikroklinperthit, Quarz und Biotit, meistens chloritisirt, als primäre Hauptmineralien). Diese umfassen wieder, was die Mineraliengesellschaft der seltneren Mineralien betrifft, mehrere Untertypen:
   a) Columbit und Samarskit, mit Monazit häufig; die Gänge im oberen Theil des Gebietes östlich vom Kristianiafjord;
   b) Euxenit (Polykras, Blomstrandin) mit Gadolinit, Orthit, Yttrotitanit, Thorit, Xenotim etc. häufig; Gänge auf der Strecke Tvedestrand-Arendal, Lister (Hitterö), Sætersdalen und Stavanger Amt.
2. Die Turmalingranitpegmatitgänge, mit Turmalin mehr oder weniger reichlich; besonders für die Umgegend von Kragerö (Bamle, Sanökedal, Skåtö etc.) und Risör (Söndeled) sammt für Snarum (und Modum) charakteristisch.
3. Die muscovitreichen Granitpegmatitgänge (ausser Mikroklinperthit saure Plagioklase, Albit, Oligoklas, Andesin, reichlich, Quarz und Muscovit reichlich, sammt oft ganz untergeordnet oder gar nicht Biotit); diese Gänge sind gewöhnlich reich an Beryll, häufig auch an Topas, Flussspath etc. Gänge von diesem Typus sind an mehreren

Stellen in Smålenene (Änneröd, Fuglevik, Halvorsröd), auch auf Modum, dann auch, obwohl selten, auf der SW-Küste (Lister), aber auch in Sætersdalen etc. vertreten.

Wie schon oben erwähnt, sind diese verschiedenen Gangtypen von granitischen Pegmatitgängen gar nicht scharf getrennt, sondern sind durch alle Übergänge verbunden.

Es verdient noch zum Unterschied von verschiedenen, aus anderen Gegenden der Welt bekannten granitpegmatitischen Gangtypen hervorgehoben zu werden, dass bis jetzt auf keinem einzigen südnorwegischen Vorkommen die Mineraliengesellschaft der lithiumreichen Pegmatitgänge nachgewiesen ist; Mineralien wie Spodumen (Eukryptit), Petalit (Castor), Pollux, Lithionglimmer (Lepidolit, Zinnwaldit), Lithionturmalin, Amblygonit, Triphyllin (Lithiophilit) (ebenso wie der begleitende Natrophilit, Triploidit, Triplit, Eosphorit, Dickinsonit und andere Manganphosphate) sammt Zinnstein etc. sind nicht an einem einzigen Pegmatitgang des südlichen Norwegens nachgewiesen. Die gehören eben einem Granitpegmatittypus an, welcher hier gar nicht vertreten ist. Ebenso fehlt hier auch der sehr fluorreiche Ivigtuttypus (mit der Kryolith-Gesellschaft)[1].

Im Ganzen sind bis jetzt von den granitischen Pegmatitgängen des südlichen Norwegens somit folgende Mineralien bekannt:

A. Primäre Gangmineralien.

a. Wesentliche, primäre Gangmineralien.

1. Biotit.
2. Muscovit.

3. Mikroklin (Mikroklinperthit).
4. Albit.
5. Oligoklas und Andesin.

6. Quarz.

[1] Eine Reihe anderer Mineralien, welche auf den südnorwegischen Pegmatitgängen bis jetzt nicht entdeckt worden sind, kann man dagegen vielleicht erwarten hier noch zu finden, z. B. Tysonit, Yttrocerit, Fluocerit, Bastnäsit, Lanthanit, Bertrandit, Jeremejewit, Rhodizit, Beryllonit, Herderit, Thorianit, Thalenit, Rowlandit, Yttrialith etc. etc.

b. Accessorische primäre Gangmineralien

(z. gr. Th. unter Mitwirkung pneumatolytischer Agentien (Fluor, Bor) gebildet).

7. Magnetit.
8. Thoruranin (Cleveit, Bröggerit).

9. Apatit.

10. Mikrolith (?).
11. Pyrrhit (?).

12. Fergusonit.

13. Xenotim (Ytterspath).
14. Monazit.
15. Zirkon (Malakon etc.).
16. Alvit (Cyrtolith etc.).
17. Uranothorit (Thorit) und Orangit.
18. Ilmenorutil.
19. Mossit.

20. Ilmenit (Titaneisenerz).
21. Hämatit (Eisenglanz).

22. Columbit.
23. Euxenit.
24. Polykras.
25. Blomstrandin (und Priorit?).
26. Wolframit.

27. Samarskit.
28. Yttrotantalit.

29. Keilhauit (Yttrotitanit) und yttriumhaltiger Titanit.

30. Spessartin (Mangangranat).

31. Topas.
32. Hellandit.
33. Kainosit.
34. Gadolinit.

35. Orthit.

36. Phenakit.
37. Beryll.

38. Turmalin.

c. **Wesentlich Mineralien der pneumatolytischen Phase.**

39. Bismutit (Wismuthglanz) mit metallischem Wismuth und Gold.
40. Molybdänit (Molybdänglanz).
41. Sphalerit (Zinkblende).
42. Pyrrhotin (Magnetkies).

43. Pyrit (Schwefelkies).
44. Chalkopyrit (Kupferkies).
45. Bornit (Buntkupfererz).

46. Fluorit (Flussspath).

47. Parisit.

B. Sekundäre Gangmineralien.

48. Epidot.
49. Chlorite.
50. Kaolin.
51. Uranophan, Gummit, Yttrogummit etc.

52. Calcit (Kalkspath).
53. Tengerit.

54. Molybdit (Molybdänocker).
55. Tungstit (Wolframocker).

56. Kohlenblende (Bergpech).

Diese Mineralien werden im Folgenden nicht in der hier angeführten Reihenfolge beschrieben, sondern in einer mehr zufälligen Gruppirung. Aus oben angeführten Gründen sollen zuerst die Titanate, Niobate, Tantalate und Titanoniobate beschrieben werden. Demnächst hoffe ich die accessorischen Silikate, und schliesslich die übrigen Mineralien zu bearbeiten.

Bemerkungen über die einzelnen Mineralspecies der südnorwegischen granitischen Pegmatitgänge.

I. Niobate, Tantalate, Titanate und Titanoniobate.

Fergusonit, Haidinger.

Der Fergusonit wurde, wie bekannt, zuerst von Giesecke (1806) bei Kangek auf der Insel Semersok, im Julianehåb-District, Grönland, entdeckt; er kommt hier auch in mehreren anderen naheliegenden Lokalitäten auf Gängen von Granitpegmatit vor.

In Norwegen wurde das Mineral 1855 von D. Forbes und T. Dahll entdeckt und zuerst unter den Namen Tyrit und Bragit beschrieben[1]; diese Mineralien wurden bald nachher als Fergusonit erkannt, und dann (1871) von Rammelsberg analysirt[2], wodurch auch die chemische Identität mit dem Fergusonit Haidinger's erkannt wurde.

1881 entdeckte ich das Vorkommen des Minerals auf den Pegmatitgängen in Smålenene, und 1905 beschrieb P. Schei[3] ein Vorkommen aus dem Sætersdal (entdeckt von ihm 1903).

Südnorwegische Vorkommnisse von Fergusonit.

1—4. In der Nähe von Moss auf der Insel Dillingö in Vansjö entdeckte ich 1881 zwei Vorkommnisse von Fergusonit; er kam hier zuerst auf einem Pegmatitgang (Dobbelthullet genannt) mit Monazit zusammen vor, in ziemlich kleinen spitzen Krystallen mit vorherrschenden Flächen von {231}, und ausserdem am Ende {001} und {111}. Auch auf einem zweiten Vorkommen (ohne Namen) auf der Insel Dillingö kam er in kleinen Krystallen mit Monazit zusammen vor, und endlich ist er auch später an einem dritten Vorkommen dieser Insel, bei Hansebund entdeckt. Auch östlich von Dillingö, auf dem Festlande an der Ånnerödhalbinsel kam der Fergusonit auf mehreren Gängen vor.

---

1 D. Forbes & T. Dahll. Nyt Mag. f. Naturv. B. 8, S. 227; siehe auch D. Forbes. Edin. N. Philos. Journ. B. 1, S. 67 (1855) und Philos. Mag. B. 13, S. 91 (1857).

2 Ber. d. Berliner Akad. 1871, S. 406, und Mineralchemie S. 362 (1875).

3 P. Schei. »Notes on Norwegian Minerals« 1—9. Nyt. Mag. f. Nat. B. 43, S. 137.

5. Das Hauptvorkommen in Smålenene ist ein Pegmatitgang bei Berg (in Råde Kirchspiel) gewesen. Der Fergusonit ist hier in grosser Masse, wahrscheinlich mehrere Hundert Kilogramm, gewonnen. Die Krystalle von diesem Vorkommen sind z. Th. ungewöhnlich gross gewesen, bis mehr als 7 cm. lang, 1—2 cm. dick, gewöhnlich sehr spröde und rissig mit kleinsplitterigem Bruch, von tief schwarzbrauner Farbe, oder röthlich schwarz mit Stich ins Röthlichviolette etc. Der Glanz ist harzartig bis fast metallisch. Die Krystalle sind wie gewöhnlich ziemlich durchgehends auf grossen Tafeln des in der Regel chloritisirten dunklen Glimmers aufgewachsen und sind von dieser Basis ausgeschossen in die noch flüssige Gangmasse, worauf dann später der Feldspath und Quarz sie beim Krystallisieren eingeschlossen haben. An dem frei hervoragenden Ende verlaufen die Combinationskanten {111} : {231} theils von links oben nach rechts unten, theils viel seltener umgekehrt. Stellenweise war der Fergusonit in grösseren reinen, bis mehrere Kilogr. schweren Massen gesammelt, und von diesen schossen dann Krystallspitzen meistens nach einer Richtung hin aus. Auch auf dem Vorkommen bei Berg kam der Fergusonit mit Monazit zusammen vor.

6 & 7. Ausser bei Berg in Råde ist der Fergusonit auch von Holer und von einem Gang auf der Insel Åvenö (zwischen dem Kråkstadfjord und dem Kurefjord) bekannt. Die Krystalle von Holer zeigen bisweilen ausser den gewöhnlichen Flächen: {231}, {111} und {001} auch das verhältnissmässig seltene Prisma {230}; ein Krystall von Åvenö zeigte auch die Form {131} in ziemlich stark hervortretender Ausbildung.

8—16. Auf der Küstenstrecke zwischen Langesund und Grimstad ist der Fergusonit wieder von einer Anzahl Vorkommnisse bekannt.

So von Ranvig, Kirchspiel Söndeled, nahe bei Risör; namentlich aber in der Umgegend von Arendal von den Gängen am Festlande zwischen Tvedestrand und Arendal, sowie von der Insel Tromö. Schon Forbes und Dahll haben von dieser Strecke die Vorkommnisse, Næskilen, Helle und Narestö (am Festlande), die Insel Askerö, ferner Alve und Hampemyr auf der Insel Tromö genannt. Ausserdem sind aus neuerer Zeit noch die Vorkommnisse Lofstad auf der Insel Tromö, sammt Askeland, im Kirchspiel Mykland bei Arendal bekannt.

17. Auch von Greppestöl, ca. 1/2 Kilom. vom Meere, ungefähr 8 Kilom. von Kristiansand sind kleine schwarze Krystalle von Fergusonit eingesandt.

18—19. Endlich ist der Fergusonit von Amanuensis P. Schei an mehreren Pegmatitgängen in Sætersdalen entdeckt, namentlich an dem

grossen Gang bei Landsværk in Evje Kirchspiel, sowie an einem Gang bei Högtveit, ebenfalls in Evje Kirchspiel.

Die Krystalle des letzteren Vorkommens wurden von Schei sorgfältig untersucht (l. c.); es gelang ihm dabei ausser den gewöhnlichen Formen }231{, }111{ und }001{ auch die Formen }230{ und }131{ (neu) sicher zu erkennen. Er fand auch mehrere Krystalle mit beiden Enden ausgebildet und konnte dadurch die Zugehörigkeit des Minerals zu der tetragonalen bipyramidalen Klasse sicher konstatiren. Die Figuren 9—11, Tab. III sind aus seiner Abhandlung reproducirt. Fig. 10 zeigt, wie schief die Lage der Basis bisweilen sein kann, mit einer Neigung von mehr als 10°. — Die Messungen Schei's führten auf ziemlich genau dasselbe Achsenverhältniss, als das von Miller berechnete, nämlich 1 : 1.4602 (während Miller 1 : 1.4645 gefunden hat). Das sp. Gew. bestimmte er für den Fergusonit von Högtveit zu 5.682.

Als allgemeine Regel für sämmtliche Vorkommen von Fergusonit dürfte es gelten, dass so gut wie immer die Krystalle dieses Minerals auf granitischen Pegmatitgängen zusammen mit vorherrschendem Mikroklinperthit und mit dunklem Biotit auftreten, und zwar wohl beinahe immer auf und zwischen den grossen Biotittafeln, auf welchen sie dann angewachsen sind und ausstrahlen. Von begleitenden seltneren Mineralien ist namentlich der Monazit ziemlich regelmässig vorhanden. —

Optische Untersuchung. Eine Anzahl Dünnschliffe von Fergusonit von Berg, Råde, zeigten, dass das Mineral durchgehends sich als ein amorphes Mineral verhält; die mit brauner Farbe durchsichtigen Schliffe verhielten sich, ob nach der Basis oder parallel zur c-Achse geschliffen, vollkommen gleich. In einigen Schliffen zeigte sich die amorphe rothbraune Hauptsubstanz von einem Adernnetz von gelblicher, doppelbrechender Substanz, offenbar von jüngerer Bildung, durchzogen. Die amorphe, rothbraune Substanz ist ziemlich gleichmässig gefärbt, und ist sicher durch metamikte Molekülarumlagerung der ursprünglichen krystallisirten Fergusonitsubstanz unter Wasseraufnahme entstanden. Eine bestimmte Spaltbarkeit liess sich in den Dünnschliffen nicht konstatiren.

Ebenso verhielten sich auch Dünnschliffe anderer Fergusonitvorkommnisse. Besonders günstig für die nähere Untersuchung war der sehr homogene Fergusonit von Högtveit, Evje. Präparate nach der c-Achse von diesem zeigten sich absolut isotrop ohne Spur von doppelbrechender Substanz. Die isotrope Substanz war im Dünnschliff durchsichtig mit tiefbrauner Farbe; die Schliffe zeigten doch einen zonaren Bau mit einzelnen Zonenschichten von etwas hellerer brauner Farbe, als die umgebenden.

Das frische Mineral von Högtveit, welches sich durch ungewöhnlich hohes sp. Gewicht (5.682) auszeichnet, ist sehr stark glänzend mit sammtschwarzer Farbe an den muscheligen Bruchflächen. Es schien dies Vorkommen deshalb besonders gut geeignet dazu, die bekannte Erscheinung des Erglühens (Erglimmung), welche einige Fergusonitvorkommen ebenso charakteristisch als gewisse Gadolinite aufweisen, zu studiren.

Die Erglimmungserscheinung wurde am Fergusonit (von Grönland) zuerst von Des Cloizeaux & Damour[1] untersucht; später von Lawrence Smith am Fergusonit von Rockport[2], von W. E. Hidden & I. B. Macintosh am Fergusonit von Llano County, Texas[3], und endlich von G. T. Prior an dem Fergusonit von Rakwana, Ceylon[4].

Es ist durch diese älteren Untersuchungen gezeigt, dass gewisse Fergusonite mit relativ hohem sp. Gewicht (ca. 5.5 bis 5.8) und relativ geringem Wassergehalt beim Erhitzen zur Rothglut plötzlich mehr oder weniger stark durch die ganze Masse erglimmen, und sich nachher doppelbrechend zeigen; Prior glaubte sogar zu beobachten, dass nach der Erglimmung Splitter nach der Basis ein einachsiges Achsenkreuz zeigten. Die Farbe ändert sich bei der Erglimmung von sammtschwarz (mit braunem Strich) in blass olivengrün oder graugrün, mit emailleartigem Aussehen.

Genau entsprechend diesen älteren Beobachtungen verhält sich nun auch der Fergusonit von Högtveit, welcher dem Aussehen nach dem ursprünglichen grönländischen Vorkommen sehr gleich ist. Das Erglimmungsphänomen ist bei dem Fergusonit von Högtveit ungewöhnlich prachtvoll, z. Th. noch viel stärker, als ich es bei dem Gadolinit von Ytterby beobachten konnte. Sofort wenn die Erhitzung in einem Tubus oder Tiegel sich der Rothgluth näherte, leuchtete der Krystall plötzlich auf und eine helle Rothgluth, beinahe Weissgluth verbreitete sich sehr schnell durch den ganzen Krystall, welcher dabei ausserordentlich stark rissig wurde, so dass ein feines graugrünes Pulver in Masse am Boden der Tiegel sich sammelte, während der stark zersprungene Krystall das bekannte emailleartige Aussehen mit der blass olivgrünen Farbe annahm.

---

[1] Annales d. chimie & de physique, 3me ser. t. LIX, (1860) Sep.-Abdr. (Examen d. propr. opt. et pyrogénet. d. minéraux connus sur les noms de Gadolinites, Allanites, Orthites, Euxénite, Tyrite, Yttrotantalite et Fergusonite) S. 22.

[2] Amer. journ. of science, B. 13, S. 367 (1877).

[3] Amer. journ. of science, B. 38, S. 474 (1889).

[4] Min. mag. and journ. of the min. soc. London, B. X, S. 234 (1894).

Beim Untersuchen von Dünnschliffen aus einem erglühten Krystall zeigte sich derselbe ausserordentlich rissig zersprungen; die Farbe war nicht mehr die frühere tiefbraune, sondern theils hellbraun, theils gelblich. Dünnschliffe nach {001} zeigten sich theils isotrop, theils doppelbrechend. Die doppelbrechenden Stellen zeigten deutlicher als früher einen zonaren Bau, die Auslöschung parallel zur Umgrenzung. Die isotropen Stellen zeigten kein Achsenkreuz. Dünnschliffe nach der c-Achse zeigten sich zersprungen in unzähligen länglichen linsenförmigen Splittern, ungefähr parallel zur c-Achse ausgezogen. In der Mitte jedes Splitters fand sich oft eine oder mehrere parallele Streifen von stärkerer Doppelbrechung, parallel zur c-Achse auslöschend. Die umgebenden Theile waren schwacher doppelbrechend.

Es ist aus den Dünnschliffen ersichtlich, dass die metamikte amorphe Fergusonitsubstanz durch die Erglimmung eine durchgreifende Änderung erlitten hat. Eine Restitution der ursprünglichen tetragonalen Molekularstructur lässt sich aber nicht nachweisen. Die Umlagerung der Molekularanordnung, welche sicher stattgefunden haben muss, ist wahrscheinlich mit solcher gewaltsamer Heftigkeit vor sich gegangen, dass der störende Einfluss des Erglimmungsprocesses die Wiederanordnung nach einer regelmässigen tetragonalen Symmetrie nicht erlaubt hat. Versuche darauf, einen langsameren Verlauf des Processes durch Einlagerung der Krystalle während des Erhitzens in Sand herzustellen, gelangen nicht. Im selben Moment wo die Erglimmungstemperatur erreicht war, ging der Process immer sofort vor sich, mit derselben ausserordentlichen Schnelligkeit und das Resultat war immer das gleiche.

Chemische Zusammensetzung.

Der Fergusonit von Berg in Råde wurde gütigst von Prof. C. Blomstrand analysirt; seine Analyse ist unten (unter I) angeführt. Zum Vergleich ist nebenbei von neueren Analysen hinzugefügt: diejenige des Fergusonit von Llano County, Texas, durch Hidden & Macintosh[1] (II), ferner die Analyse des Fergusonit von Rakwana, Ceylon, durch G. T. Prior[2] (III), endlich die Analyse G. P. Tschernik's von dem Fergusonit von Zno, Kaukasus (IV). Ausserdem sind unter V und VI sammt VII angeführt die älteren Analysen Rammelsbergs von den Fergusoniten von Helle, Arendal.

---

[1] Amer. journ. of Science, B. 38, S. 48 , (1889).

[2] Min. Mag. and Journ. of the Min. Soc. (London) B. 10, S. 234 (1893).

	I	II	III	IV	V	VI	VII
Nb_2O_5 . .	39.30	} 46.27	44.65	} 42.71	45.82	45.60	43.36
Ta_2O_5 . .	6.25	—	4.98	—	—	—	2.04
WO_3 . .	—	—	—	0.69	—	—	—
SiO_2 . . .	1.44	—	—	—	—	—	—
SnO_2. . .	0.98	—	—	0.12	0.45	0.45	0.83
ZrO_2 . . .	Spur	—	—	1.06	—	—	—
ThO_2. . .	2.51	3.38	} —	} —	} —	} —	} —
UO_2 . . .	4.68	1.54 (UO_3)	5.11	6.33	6.21	5.38	8.16
Al_2O_3 . .	—	0.09	—	—	—	—	—
Ce_2O_3 . .	0.72	—	—	3.65	5.70	3.03	3.33
Di_2O_3 . .	} 2.25	—	—	0.25	} 3.56	} 1.51	} —
La_2O_3 . .	—	—	—	0.20	—	—	—
Y_2O_3 . .	} 35.03	} 42.33	24.67	} 36.52	18.69	22.31	22.68
Er_2O_3 . .	—	—	13.24	—	11.71	13.97	13.95
FeO . . .	0.78	0.98 (Fe_2O_3)	0.51 (Fe_2O_3)	1.22	1.50	0.82	—
MnO . . .	0.15	—	—	0.52	—	—	—
MgO . . .	0.05	0.04	—	—	—	—	—
BeO . . .	0.40	—	—	—	—	—	—
ZnO . . .	—	0.24	—	—	—	—	—
PbO . . .	—	1.43	—	—	—	—	—
CaO . . .	1.23	0.10	2.02	2.34	2.39	2.05	2.21
H_2O . . .	4.00	2.02	4.58	3.09	4.88	4.88	4,18
F	—	0.91	—	0.32 (Glühv.)	—	—	—
	99.77	99.33	99.76	99.02	100.91	100.00	100.74
Sp. G. . .	4.97	5.67	5.023	5.657	4.77	4.86	5.267

Atomgewicht der Yttererden in der Analyse I = 263.

Die Analyse Blomstrands habe ich in folgender Weise berechnet:

268.	Nb_2O_5	0.1466	} 0.1616
446.	Ta_2O_5	0.0140	
60.4	SiO_2	0.0238	} 0.0303
151.	SnO_2	0 0065	
265.	ThO_2	0.0095	} 0.0268
271.	UO_2	0.0173	
328.	Ce_2O_3	0.0022	} 0.1422
330.	$(La,Di)_2O_3$ . .	0 0068	
263.	$(Y,Er)_2O_3$ . .	0.1332	

$\overset{III}{R}_2O_3$	0.1422
$(Nb,Ta)_2O_5$	0.1422
$\overset{III}{R}_2[(Nb,Ta)O_4]_2$ . .	0.2844
$\overset{II}{R}O$	0.0552
Nb_2O_5	0.0184
$\overset{II}{R}_3[NbO_4]_2$	0.0736
$\overset{IV}{R}O_2$	0.0268
$(Si,Sn)O_2$	0.0268
$\overset{IV}{R}$. $(Si,Sn)O_4$	0.0536

72.	FeO	0.0108	
71.	MnO	0.0021	
40.	MgO	0.0012	0.0521.
25.	BeO	0.0160	
56.	CaO	0.0220	

Diese Berechnung, bei welcher das H_2O als ganz sicher secundär aufgenommen nicht berücksichtigt ist, giebt 0.0031 RO (entsprechend z. B. 0.17 % CaO) zu wenig gefunden, sammt 0.0035 SiO_2 (entsprechend 0.19 %) zu viel gefunden.

Wenn $3\overset{II}{R}O$ als mit $\overset{III}{R}_2O_3$ äquivalent angesehen wird, ist bei dieser Berechnung das Verhältniss von

$$(Si,Sn)O_2 : (Nb,Ta)_2O_5 = 1 : 6.00$$

und von $\overset{IV}{R} . (Si,Sn)O_4 : \overset{III}{R} . (Nb,Ta)O_4 = 1 : 11.99$ oder $= 1 : 12.$

Die Berechnung der Analyse zeigt somit, dass die Zusammensetzung des Fergusonit, wie auch früher allgemein angenommen, einem Orthoniobat entspricht; dass dieselbe sich nicht etwa als eine Metaverbindung $(YO) . NbO_3$ anstatt als $Y . NbO_4$ auffassen lässt, wird evident bewiesen durch den Gehalt an $\overset{II}{R}O$-Oxyden, für welche die gefundene Nb_2O_5-Menge nicht ausreicht, wenn dieselben auf eine Metaverbindung $\overset{II}{R} . [NbO_3]_2$ berechnet werden sollte.

Die Bioxyde ThO_2 und UO_2, welche offenbar im Fergusonit, wie im Thorit und einer Reihe anderer Mineralien einander ersetzen, sind wahrscheinlich in einer Verbindung $(Th,U) . (Si,Sn)O_4$ vorhanden, analog mit der Verbindung $Ti . TiO_4$ des mit dem Fergusonit homoiomorphen Anatas (siehe hierüber weiter unten).

Da ausser der Hauptverbindung $\overset{III}{R}NbO_4$ auch eine Verbindung $\overset{II}{R}_3 . [NbO_4]_2$ im Fergusonit vorhanden ist, ist es wahrscheinlich, dass auch die Hauptverbindung als $Y_2 . [NbO_4]_2$ aufgefasst werden muss.

Hidden & Mackintosh haben verschiedene Vorkommnisse von Fergusonit nach der Grösse des Wassergehalts als einfach-gewässerte und dreifach-gewässerte Fergusonite unterschieden, wozu Prior auch zweifach-gewässerte Varietäten hinzufügte. Ein Vergleich der vorliegenden Analysen zeigt aber, dass der Wassergehalt ungefähr alle möglichen

Werthe zwischen ca. 1 und mehr als 8 % aufweist[1]. Es liegen deshalb hier ganz unzweifelhaft keine stöchiometrischen Proportionen vor, sondern das secundär aufgenommene Wasser ist ganz allmählich zwischen den umgelagerten Krystallmolekülen bei der metamikten amorphen Umlagerung der ursprünglich krystallisirten Structur eingelagert. Das ursprüngliche Mineral ist aller Wahrscheinlichkeit nach vollkommen oder beinahe wasserfrei gewesen.

[1] In 22 Fergusonitanalysen ist der Wassergehalt angeblich: 1.01, 1.49, 1.62, 1.65, 2.02, 3.09, 3.71, 4.00, 4.18, 4.47, 4.52, 4.58, 4.66, 4.88, 4.88, 5.12, 5.20, 5.71. 6.19, 6.44, 7.14 und 8.19 Procent.

Ilmenit (Titaneisenerz), Kupfer.

Der Ilmenit ist auf den gewöhnlichen granitischen Pegmatitgängen Südnorwegens keineswegs allgemein verbreitet. Er kommt doch bisweilen (Ånneröd, Fredrikstad, Risö bei Risör etc.) in rauhen Krystallen vor. So erhielt ich vor vielen Jahren eine Sendung von Mineralien aus einem der Pegmatitgänge auf der Insel Kragerö bei Fredrikstad, in welcher sich auch ziemlich grosse rauhe Krystallbruchstücke von Titaneisenerz vorfanden; da an denselben noch der gewöhnliche pegmatitische Mikroperthit angehaftet sass, ist jeder Zweifel an der Ortsangabe des Minerals ausgeschlossen.

Einige Stücke des Vorkommens wurden von Herrn Prof. C. Blomstrand zum Analysiren gesandt. Die Analyse wurde demnächst in seinem Laboratorium von Herrn Cand. Gotthard Wallin ausgeführt; die Analyse ergab die folgende Zusammensetzung:

TiO_2	48.03
Fe_2O_3	14.88
FeO	32.46
MnO	3.43
MgO	Spur
CaO	0.10
H_2O (Glühv.)	0.14
	99.04

Prof. Blomstrand bemerkt ausdrücklich, dass die Trennung der Oxyde von Fe unvollständig war, und berechnet demnach die corrigirte Analyse in folgender Weise:

TiO_2	48.03	0.6004	0.6004
Fe_2O_3	6.92	0.0433	0.0433
FeO	39.63	0.5505	0.6004
MnO	3.43	0.0483	
MgO	Spur	—	
CaO	0.10	0.0016	
H_2O	0.14		
	99.25		

Diese Zusammensetzung entspricht ziemlich nahe der Mischung: $Fe_2O_3 \,.\, 14\,(\mathit{Fe}, Mn, Ca)\,TiO_3$.

Es verdient bemerkt zu werden, dass auf demselben Gang angeblich auch ein zweites titanreiches Mineral, Euxenit häufig war. Ausser dem Titaneisen und den Titanoniobaten der Euxenit-Polykras-Reihe und der Priorit-Blomstrandin-Reihe (siehe unten), kommen von anderen Titanmineralien erstens Ilmenorutil und namentlich Titanit (meistens Yttrotitanit) auf den südnorwegischen Pegmatitgängen vor.

Ilmenorutil; Von Kokscharow.

Der Ilmenorutil wurde zuerst von N. von Kokscharow beschrieben[1]; er entdeckte das Mineral im Jahre 1854 5 Werst vom Hüttenwerk Miask, im Miaskit, mit Phenakit, Topas und Amazonenstein. Später wurde dasselbe Mineral auch von der Blumow'schen Grube, am südlichen Ufer des Ilmensees bekannt[2]. 1897 fand J. Redikórzew den Ilmenorutil unweit des Sees Argajasch in der Lobotschew'schen Grube, in Granit mit Topas, Phenakit und Beryll. 1878 sammelte I. Muschkétow schöne Krystalle des Minerals in einer alten Topasgrube am Ufer des Wschiwoje-Sees (zwischen Argajasch und Ilmen, 4 Werst n. vom ersten Fundorte).

Die Paragenesis mit Topas und Phenakit etc. macht es überaus wahrscheinlich, dass der Ilmenorutil an sämmtlichen diesen Vorkommnissen in Granit, und zwar auf granitischen Pegmatitgängen vorgekommen ist.

Charakteristisch für das Mineral zum Unterschied von gewöhnlichem Rutil wäre nach den Beschreibungen v. Kokscharows, von Jeremé-jew's ete., erstens die eisenschwarze Farbe, dann auch das höhere sp. Gewicht, nach v. Kokscharow 5.074, nach v. Romanowsky 5.133, endlich die chemische Zusammensetzung, welche nach der Analyse R. Hermann's einen Gehalt an nahezu 11 % von Fe- und Mn-Oxyden, sammt 19.64 % Niobsäure aufweisen sollte; der von Hermann analysirte Ilmenorutil zeigte nach ihm ein sp. Gew. von 4.92.

Auch die Ausbildung der Krystalle zeigte sich sehr eigenthümlich, indem dieselben fast durchgehends Zwillinge sind nach {101}, wobei auch die Eigenthümlichkeit vorwaltet, dass dieselben in der Richtung einer Kante (111) : $(1\bar{1}1)$ ausgezogen sind, so dass sie ein rhombisches Aussehen erhalten (siehe Fig. 4 Tab. I; die Figur ist nach v. Kokscharow's Originalzeichnung in einer etwas anderen Lage umgezeichnet[3]).

---

[1] Mat. z. Min. Russlands, B. II, S. 352.

[2] Siehe Arzruni's Ref. (in Zeitschr. f. Kr. B. III, S. 445) von P. v. Jeremějew's Abhandlung »Über einige neue Formen d. Ilmenorutil« (Bull. Acad. impér. de St. Petersbourg, B. 24, S. 533, 1878).

[3] Über andere Typen siehe Arzruni's Ref. von Jeremějew's Abhandl. l. c.

Wahrscheinlich ist es das gleiche Mineral, das auch von einer Anzahl anderer Vorkommnisse in Granit oder Granitpegmatit unter dem Namen Nigrin beschrieben ist.

Der Nigrin wurde ursprünglich schon 1800 von Karsten beschrieben, und wurde darunter ein schwarzer Rutil mit einem Gehalt von Fe-Oxyden von 2 bis 3 Procent verstanden, sonst aber dem gewöhnlichen Rutil sehr ähnlich, und mit ungefähr dem normalen sp. Gew., ca. 4.25. Breithaupt, welcher, wie bekannt, als Mineraloge ein sehr scharfes Auge besass, hat indessen ausdrücklich hervorgehoben, dass der Nigrin schwarzen Strich und höheres sp. Gewicht als der gewöhnliche Rutil besitze. Später sind dann auch von derartigen eisenschwarzen Rutilen verschiedene Vorkommen unter dem Namen Nigrin beschrieben, welche diese abweichenden Eigenschaften besitzen. So erwähnt z. B. Rammelsberg von dem Nigrin von Bernau, Bayern, dass dieser ein sp. G. von 4.41 besitze; die Analyse desselben ergab eine Mischung von 89.49 TiO_2 mit 11.03 Fe-Oxyden und 0.45 MgO; Rammelsberg hielt denselben zuerst für Rutil, welcher mit Titaneisen gemengt wäre[1], eine Ansicht, die er doch später aufzugeben schien.

1885 beschrieb M. v. Miklucho-Maclay[2] kleine undurchsichtige Krystalle von »Rutil« aus dem Greifensteiner Granit (bei Ehrenfriedersdorf), welche in diesem mit Zinnstein und Topas zusammen vorkamen; die isolirten Krystalle zeigten eine eigenthümliche Ausbildung als Zwillinge nach {101}, prismatisch ausgezogen nach einer Kante (111) : ($1\bar{1}1$), wobei die beiden anderen Flächen von {111} gänzlich fehlen, (confr. Fig. 5 Tab. I, der genau gleich ausgebildeten Krystalle von Black Hills), mit Abstumpfung am Ende von zwei Flächen (100) resp. ($\underline{100}$). Auf Fe-Oxyde und Nb_2O_5 wurde bei der qualitativen Analyse nicht gesucht.

Ganz gleichartig ausgebildete Zwillinge von eisenschwarzem Nigrin wurden 1891 von W. P. Headden und L. V. Pirsson[3] beschrieben aus dem Granit von Black Hills, Dakota; »die Zwillinge gleichen der Combination eines rhombischen Prismas mit einem Makrodoma«. Sp. Gew. 5.294; Farbe schwarz mit hohem Metallglanz. Die Analysen ergaben im Mittel TiO_2 90.79, 8.01 FeO, MnO Spur, SnO_2 1.35. Auf Nb_2O_5 wurde nicht gesucht; das hohe sp. Gewicht deutet indessen entschieden darauf, dass schwerere Stoffe als TiO_2, wie z. B. Nb_2O_5 und Ta_2O_5 vorhanden gewesen sind. Auch sind, wie bekannt, Columbit und Tan-

[1] Handb. d. Min. Chem. II (1875) S. 169.
[2] Neues Jahrb. f. Min. etc. 1885, II, S. 88.
[3] Am. Journ. of Sc. B. 41, S. 249.

talit beide aus den Granitgängen der Etta-Mine, von welcher wahrscheinlich auch die Nigrin-Zwillinge herrührten, nach Headden's Untersuchungen bekannt.

In Zusammenfassung der obenstehenden Darstellung ergiebt sich somit, dass eine Anzahl Vorkommnisse von einem mit dem Rutil verwandten Mineral bekannt sind, welche sich in mehreren Beziehungen von dem gewöhnlichen Rutil charakteristisch unterscheiden.

Es dürfte nach diesen Erfahrungen wahrscheinlich sein, dass derartige Vorkommnisse — früher theils als Ilmenorutil, theils als Nigrin bezeichnet — in der That ein eigenthümliches Mineral, mit eigenthümlicher chemischer Zusammensetzung repräsentiren.

Wie oben erwähnt hatte Rammelsberg die Vermuthung ausgesprochen, dass die eisenhaltigen Rutile (Nigrine) als mit Titaneisen gemengte Rutile aufzufassen wären. Eine ähnliche Auffassung wurde auch von Prof. A. von Lasaulx (1883) geltend gemacht und ausführlich begründet[1]; dieselbe ist neuerdings auch von Prof. A. Lacroix ausgesprochen in der nämlichen Form: dass die als Nigrin und Ilmenorutil bezeichneten Mineralien durch eine theilweise Umwandlung von Rutil in Titaneisen zu erklären wären, also als eine anfangende Pseudomorphosenbildung. Prof. Lacroix hat auch ein derartiges Vorkommen von Anse de Couleau, nahe bei Vannes, Morbihan, eingehend beschrieben und abgebildet.[2]. Wenn er aber mit v. Lasaulx daraus schliesst, dass die als Nigrin oder Ilmenorutil bezeichneten Mineralien im Allgemeinen als derartige Produkte einer theilweisen Umwandlung von Rutil in Titaneisen zu erklären seien, so ist diese Ansicht nach meiner Erfahrung nicht berechtigt.

Es schien nämlich auch eine andere Auffassung nicht nur möglich, sondern von vorn herein ziemlich naheliegend. Der Rutil ist, wie hinreichend bekannt, geometrisch homoiomorph mit Tapiolit und Mossit $Fe[TaO_3]_2$ und $Fe[NbO_3]_2$. Es könnte demnach die Vermuthung möglich erscheinen, dass der Rutil, TiO_2, vielleicht auch mit einer Verbindung $FeTiO_3$ geometrisch isomorph sein könne, ein Gedanke, welcher schon von Rammelsberg angedeutet ist[3]. Es läge dieser Gedanke um so näher, als ganz analoge Verbindungen: $\overset{II}{R}\overset{IV}{Ti}O_3$ und $\overset{I}{R}\overset{V}{Nb}O_3$ oder $\overset{II}{R}[NbO_3]_2$ unzweifelhaft in der Euxenit-Polykras-Reihe und in der Blomstrandin-Priorit-Reihe (siehe unten) einander ersetzen.

[1] In seiner Abhandl. »Über Microstructur, optisches Verhalten und Umwandlung des Rutil in Titaneisen«; Zeitschr. f. Kryst. B. VIII, S. 54 ff. (besonders auch S. 71).

[2] Minéralogie de la France, B. III, S. 195 und 198 (Fig. 4); 1901.

[3] Handb. d. Min. Chem. Ergänzungsh. I, (1886) S. 233.

Allerdings müsste es dann als wahrscheinlich angesehen werden, dass die Zusammensetzung des reinen Rutils nicht als Titansäure, TiO_2, sondern eher als eine Verbindung $(\overset{II}{\widetilde{TiO}}) . TiO_3$ aufgefasst werden müsse. Auch diese Auffassung ist früher angedeutet worden, nämlich von Prof. A. Arzruni (1884)[1], und von Prof. P. J. Holmquist (1897; siehe weiter unten). Ein Beitrag zur Lösung dieser Fragen soll nun unten geliefert werden.

Ilmenorutil war früher aus Norwegen nicht bekannt. Dann brachte 1905 Herr Cand. min. C. Hornemann aus einem granitischen Pegmatitgang in Evje Kirchspiel in Sætersdal eine Anzahl recht grosser, meistens rauher Krystalle eines schweren, eisenschwarzen Minerals mit grünlichschwarzem Strich. Er hatte dieselben an Ort und Stelle für Columbit oder Titaneisen angesehen und deshalb keine grössere Sorgfalt auf Suchen nach guten Krystallen verwendet.

Die Durchmusterung des ganzen Materiales zeigte nun, dass das Mineral tetragonal krystallisirt und zwar in Zwillingen nach }101{, ausgezogen nach einer Kante (111) : (1$\bar{1}$1) und häufig mit den übrigen Flächen von }111{ fehlend, also prismatisch rhombisch aussehend, und, wie sonst gewöhnlich beim Ilmenorutil und Nigrin aus granitischen Vorkommen, am Ende mit Flächen von }100{ und }110{, vollkommen analog den früher von mir beschriebenen Krystallen von Mossit (siehe Fig. 3, Tab. I). Ein grosser Krystall war als ein gewöhnlicher tetragonaler Einzelkrystall (mit }100{ und }111{ vorherrschend) von Rutil ausgebildet.

Das sp. Gewicht wurde in reiner Substanz zu 4.70 bis 4.71 bestimmt. Dünnschliffe zeigten, dass das Mineral vollkommen homogen war, beinahe ganz undurchsichtig, nur in den dünnsten Kanten äusserst schwach durchscheinend.

Einige der kleineren Krystalle zeigten vollkommen ebene Flächen, doch zu wenig glänzend, um mit Anlegegoniometer gemessen zu werden; die Messungen zeigten eine genaue Übereinstimmung mit den entsprechenden Werthen für Rutil.

Es schien unter diesen Umständen eine chemische Analyse von Interesse; für diese wurde einer der grössten Krystalle (ca. 80 Gramm

---

[1] Zeitschr. f. Kryst. B. VIII, S. 336; er spricht hier den Satz aus, dass ein Chromgehalt im Rutil »bloss durch die Annahme . . . . eines Titantrioxydes, zugleich aber auch eines Titanmonoxydes zu erklären sein würde.

schwer) aufgeopfert und vollständig homogene Substanz ausgesucht. Die Analyse, welche die Bestimmung des Minerals als Ilmenorutil bestätigt, soll weiter unten angeführt werden (in der Tabelle unter I).

Im Anfang dieses Jahres (1906) erhielt die Mineraliensammlung der Universität durch Herrn Cand. min. Ansgar Guldberg noch ein zweites Vorkommen, das genau die nämlichen Eigenschaften wie der Ilmenorutil von Evje besitzt, aus einem granitischen Pegmatitgang von Ausel in der Umgegend von Tvedestrand; mit demselben zusammen fand sich bei näherer Untersuchung auch Thoruranin (Brøggerit) in kleinen Würfeln, ausgezeichneten Durchkreuzungs-Zwillingen nach {111}; ferner Orthit, Xenotim, Monazit und Spuren von Orangit.

Das eingesandte Material dieses Ilmenorutil besteht aus kleinen (1/2 bis 2 cm. grossen) Krystallen mit matten, theils sehr ebenen, theils rauhen Flächen. Die Krystalle sind theils Einzelindividuen, begrenzt von {110} . {100} und {111}, theils ausgezeichnete Zwillinge nach {101}, wie gewöhnlich beim Ilmenorutil prismatisch ausgezogen nach einer Kante {111} : {1$\bar{1}$1} und übrigens am Ende mit Abstumpfung von zwei Flächen (100) und ($\overline{1}$00), indem die übrigen Flächen von {111} fehlen (siehe Fig. 6, Tab. I).

Die grosse Mehrzahl der Krystalle sind rein eisenschwarz, auch im Dünnschliff vollkommen undurchsichtig; eine Anzahl derselben sind aber von Adern einer bräunlichen harzähnlichen amorphen Substanz durchzogen; dieselbe war in zu geringer Menge da, um analysirt zu werden, ich möchte aber dem Aussehen nach annehmen, dass dieselbe aus einer orangitähnlichen Substanz besteht. Einige kleinere Krystalle schienen vollständig aus dieser Substanz zu bestehen.

Das sp. Gew. der matten, eisenschwarzen Krystalle wurde bestimmt zu 4.71, übereinstimmeud mit dem Vorkommen von Evje.

Da auch von diesem Vorkommen genügendes Material für eine Analyse aufgeopfert werden konnte, fand ich es richtig, auch dies Vorkommen analysiren zu lassen; die Analyse ist weiter unten (unter II in der Tabelle) angeführt.

Endlich erhielt die Mineraliensammlung der Universität neuerdings auch noch von einer dritten Lokalität, einem Pegmatitgang im Kirchspiel Iveland in Sætersdalen, ein einziges kleines Bruchstück eines Krystalls von eisenschwarzem Ilmenorutil, unter anderen Mineralien, welche zur Bestimmung eingesandt waren; dasselbe war dem oben erwähnten Vorkommen von Evje vollkommen ähnlich.

Im Folgenden sind unter I und II die von Herrn Dr. O. N. Heidenreich ausgeführten Analysen der Ilmenorutile von Evje und Tvedestrand

angeführt; es muss ausdrücklich bemerkt werden, dass dieselben in Betracht der grossen Schwierigkeiten beim vollständig genauen Trennen der Niobsäure von vorherrschender Titansäure nicht als sehr genau angesehen werden dürfen. Auch wurde keine Trennung von FeO und Fe_2O_3 durchgeführt, sondern alles Fe als FeO berechnet.

Nebenbei ist (unter III) zum Vergleich die Analyse Hermann's von dem ursprünglichen Ilmenorutil von Miask angeführt:

Die Analysen I und II sind die Mittel einer Reihe von Parallelanalysen.

	I Evje	II Tvedestrand	III Miask
TiO_2	73.78	67.68	66.90
SiO_2	0.23	0.05	1.37
SnO_2	—	—	0.89
Nb_2O_5 . . .	13.74	20.31	19.64
Ta_2O_5 . . .	0.43	—	—
FeO	11.58	11.68	10.18
MnO	Spur	Spur	0.77
MgO	0.04	Spur	—
CaO	0.22	0.28	—
	100.02	100.00	100.05

Die Übereinstimmung, namentlich der Analysen II und III ist ganz auffallend, namentlich wenn man den Umstand berücksichtigt, dass die Analyse R. Hermann's sehr alt ist.

Die Berechnung der beiden norwegischen Vorkommen giebt das folgende Resultat:

	I		II	
TiO_2	0.0223	0.9261	0.8460	0.8468
SiO_2	0.0038		0.0008	
Nb_2O_5 . . .	0.0513	0.0522	0.0757	0.0757
Ta_2O_5 . . .	0.0009		—	
FeO	0.1608	0.1657	0.1622	0.1672
MgO	0.0010		—	
CaO	0.0039		0.0050	

entsprechend

	I	II
RO	0.0522	0.0757
$(Nb,Ta)_2O_5$ . .	0.0522	0.0757
$\overset{II}{R}[\overset{X}{M}O_3]_2$	0.1044	0.1514

RO	0.1135	0.0915
$(Ti, Si)_2$ . . .	0.1135	0.0915
$\overset{II}{R}(\overset{IV}{Ti, Si})O_3$	0.2270	0.1830
$(\overset{II}{\widehat{TiO}})O$ . . .	0.4063	0.3776
TiO_2	0.4063	0.3776
$(\overset{II}{\widehat{TiO}})\overset{IV}{Ti}O_3$	0.8126	0.7553

Wird $(\overset{II}{\widehat{TiO}})O$ als $\overset{II}{R}O$ ersetzend aufgefasst, hat man das Verhältniss von Niobat zu Titanat

in der Analyse I: $\overset{II}{R}[(Nb,Ta)O_3]_2 : \overset{II}{R}TiO_3 = 522 : 5198$ oder $= 1 : 9.96 = 1 : 10$

—»— II: —»— : » $= 757 : 4791$ » $= 1 : 6.33 = 3 : 19$.

Da das Mineral bei der Untersuchung der Dünnschliffe sich vollkommen homogen erwies, ist demnach für diese Vorkommen festgestellt, dass dasselbe ein gut charakterisirtes Mineral ist, welches, als mit dem ursprünglichen Ilmenorutil von Miask nahe verwandt, als Ilmenorutil bezeichnet werden muss.

Es ist kaum wahrscheinlich, dass diesen Analysen und der darauf gegründeten Berechnung eine derartige Genauigkeit zugeschrieben werden darf, dass dieselben ganz exact eben die durch dieselbe resultirenden Mischungen repräsentiren sollten. In der That liegen die Werthe der drei Analysen einander auffallend nahe, so dass wohl angenommen werden darf, dass eben ungefähr die Mischungen, die sie repräsentiren, sich relativ leicht aus einem TiO_2 und Nb_2O_5 haltenden pegmatitgranitischen Magma bilden und auskrystallisiren könnten. —

Aus der obenstehenden Darstellung erhellt, dass der Ilmenorutil ein an mehreren Vorkommnissen sicher ursprüngliches, durch besondere Zusammensetzung und andere Eigenschaften gut charakterisirtes Mineral ist, welches entsprechend der allbekannten Homoiomorphie des Rutil und des Mossit (resp. Tapiolit) als ein Zwischenglied beider — theils $(TiO)TiO_3$ und $FeTiO_3$, theils auch $Fe[NbO_3]_2$ enthaltend — angesehen werden muss.

Der typische Rutil, empirisch aus nahezu reinem TiO_2 bestehend, kommt meines Wissens nie als ursprüngliches Mineral auf granitischen Pegmatitgängen vor; er ist z. B. an den pegmatiti-

schen und pneumatolytischen apatitreichen Gängen der basischen Hyperite massenhaft vorhanden, an den tausenden von granitischen Pegmatitgängen, die ich auf meinen Exkursionen in Norwegen und anderswo gesehen habe, konnte ich nie selbst nur die geringste Spur von typischem, ursprünglichem Rutil entdecken.

Nun zeigt es sich aber, dass an einer grösseren Anzahl von Vorkommnissen granitischer Pegmatitgänge ein ganz eigenthümliches, mit dem Rutil verwandtes Mineral vorkommt, welches aber andere Eigenschaften besitzt:

1. erstens eine andere Zusammensetzung, indem ausser einem grösseren oder kleineren Procent von FeO an mehreren Vorkommen sicher auch Nb_2O_5 in beträchtlicher Menge eingeht;
2. das sp. Gewicht, welches bei dem typischen Rutil ca. 4.25 ist, ist bei dem Rutilmineral der granitischen Pegmatitgänge bedeutend grösser (Evje und Tvedestrand 4.70—4.71, Miask 4.92 bis 5.07 (5.13), Black Hills 5.27 etc.).
3. die Farbe ist charakteristisch eisenschwarz, und das Mineral beinahe undurchsichtig, der Strich ist nicht braun oder gelblich wie am Rutil, sondern schwarz, mit Stich ins Grüne;
4. die Ausbildung der Krystalle ist an einer grossen Reihe von Vorkommnissen sehr charakteristisch, nämlich als eigenthümlich ausgebildete Zwillinge von scheinbar rhombischem Habitus, prismatisch ausgezogen nach einer Kante (111) : (1$\bar{1}$1), wobei regelmässig die beiden übrigen Flächen von {111} fehlen, während am Ende der Prismen häufig zwei Flächen (100) und ($\overline{100}$) scheinbar ein rhombisches Makrodoma bilden (siehe Tab. I Fig. 4, Ilmenorutil von Miask, Fig. 5 sog. Nigrin aus Black Hills, Dakota, ebenso »Rutil« aus Granit Greifenstein, Fig. 6 Ilmenorutil aus Tvedestrand; ebenso aus Evje etc.).

Dieselbe Ausbildung ist nun die regelmässige beim Tapiolith (früher deshalb unter dem Namen Tantalit für rhombisch gehalten) und Mossit; wenn dieser Umstand berücksichtigt wird, scheint es sehr wahrscheinlich, dass die entsprechende Ausbildung bei dem Ilmenorutil (resp. »Nigrin«) aus granitischen Pegmatitgängen ebenfalls mit einem an mehreren Vorkommen nachgewiesenen ursprünglichen Gehalt der Verbindung $Fe[NbO_3]_2$ des Mossit in Verbindung steht. Ob in allen »Nigrinen« eine Mischung der Verbindungen $FeTiO_3$ (und $(TiO)TiO_3$) mit der Mossitverbindung stattfindet, ob demnach sämmtliche granitische »Nigrine« in der That eigentlich »Ilmenorutile« sind, muss vorläufig dahinstehen. Ebenfalls muss es vorläufig unentschieden gelassen

werden, ob die Hauptverbindung des Ilmenorutil und damit auch des Rutil als $(TiO)TiO_3$ oder als TiO_2 oder $TiTiO_4$ aufgefasst werden soll; sicher scheint es nur, dass (ausser der Verbindung $Fe[NbO_3]_2$) in manchen Ilmenorutilen und Nigrinen die Verbindung $FeTiO_3$ vorhanden ist, was entschieden für die Auffassung der Hauptverbindung als $(TiO)TiO_3$ sprechen dürfte (siehe hierüber weiter unten).

Fe-haltige Rutile mit einem geringen Fe-Gehalt sind sehr verbreitet; selbst Gehalte von 3—6 Procent sind nicht selten, obwohl in der Regel mit Vorkommen in granitischen Pegmatitgängen verknüpft (St. Peters Dome, Colorado, mit 3.77 %, »jetblack nigrin«, Eakins; West Cheyenne Cañon, El Paso Co. Colorado, mit 91.96 TiO_2, 1.40 SnO_2, 6.68 FeO (Fe_2O_3) etc. Genth etc.; Black Hills Dakota, mit 90.78 TiO_2, 1.32 SnO_2, 8.10 FeO, Headden etc.).

Dass bei diesen der Fe-Gehalt ursprünglich ist, daran ist kein Grund zu zweifeln. Ob dies auch mit dem »Nigrin« von Bernau, Bayern (mit 89.49 TiO_2, 11.03 FeO (Fe_2O_3?) und 0.45 MgO) oder mit dem sogenannten »Iserit« von Iserwiese (Janowsky; mit 69.51 TiO_2, 0.44 Nb_2O_5, 28.57 FeO, 1.41 MnO, 0.32 MgO) der Fall ist, muss ich unentschieden lassen. Das Vorkommen der Verbindung $FeTiO_3$ im Ilmenorutil als ursprünglicher Bestandtheil macht es aber recht wahrscheinlich, dass auch die reine Verbindung $FeTiO_3$ in tetragonaler Form möglich sei.

Vorläufig wird es demnach richtig sein, den Namen Ilmenorutil für niobhaltige[1] Mineralien mit vorherrschender Mischung von $(TiO)TiO_3$ mit $FeTiO_3$ und $Fe[NbO_3]_2$ zu reserviren, während für (ursprüngliche) niobfreie Mischungen der beiden ersten dieser Verbindungen in der tetragonalen Form des Ilmenorutil der Name »Nigrin« vorbehalten werden könnte.

[1] Dass in der grossen tetragonalen Gruppe des Rutil-Zirkon-Zinnstein-Mossit (Tapiolith)-Xenotim etc. auch andere Mineralien als der Ilmenorutil gemischte niobhaltige Glieder enthalten, zeigt der Naegit Wada's, von Japan, (T. Wada, »Beiträge z. Min. v. Japan«, No. 2, Tokyo 1906, S. 24) mit 55.30 ZrO_2, 5.01 ThO_2, 20.58 SiO_2, 7.69 $(Nb,Ta)_2O_5$, 3.03 UO_3 und 9.12 Y_2O_3; ebenso der Ainalit Nordenskiölds, von Pennikoia, Finnland, mit 89.95 SnO_2, 8.78 Ta_2O_5, 2.04 FeO, 0.78 CuO.

Mossit; Brøgger.

Der Mossit wurde zuerst von mir beschrieben 1897[1]. Da ich keine weiteren Erläuterungen zu der damals publicirten Beschreibung hinzufügen kann, werde ich hier nur die wichtigsten Resultate derselben kurz referiren, indem ich übrigens auf die frühere Abhandlung hinweise.

Der Mossit wurde nur an einer einzigen kleinen Stufe auf einem Pegmatitgang in Råde, welcher im Anfang der 80-er Jahre auf Feldspath abgebaut wurde, entdeckt; die Stufe führte ausser Mossit auch Columbit und Yttrotantalit, beide in Krystallen, obwohl nicht gut messbar. Von den drei Mineralien scheint der Yttrotantalit zuerst, dann der Columbit und zuletzt der Mossit auskrystallisirt. Die genaue Lokalität ist nicht sicher bekannt; dieselbe ist aber entweder bei Berg oder bei Elvestad in Råde belegen gewesen.

Der Mossit fand sich an dieser Stufe in einer Anzahl kleiner höchstens 1 cm. grosser Krystalle von scheinbar rhombischem Typus. Die Krystalle sind rein schwarz, an Krystallflächen z. Th. metallisch glänzend, an Bruchflächen mehr matt, z. Th. doch auch hier stark glänzend. Die Krystalle waren z. Th. genau messbar.

Einige wenige Krystalle waren Einzelindividuen, dem tetragonalen Systeme und der Reihe des Rutil-Zirkon-Zinnstein etc. dem Typus nach angehörig. Die auftretenden Formen waren:

$$\{100\} . \{110\} . \{001\} . \{111\} . \{101\} \{301\} . \{305\} . \{6 . 9 . 10\}.$$

Aus dem Winkel $(111) . (110) = 47° 41'$ wurde das Achsenverhältniss berechnet zu:

$$a : c = 1 : 0.64379.$$

Die wichtigsten Winkel sind berechnet zu:

$(111) : (1\bar{1}1)$	56° 51′
$(111) : (11\bar{1})$	95° 22′
$(111) : (101)$	28° 25½′

[1] Über den Mossit und über das Krystallsystem des Tantalit (Skogbölit) aus Finnland. Videnskabsselskabets Skrifter, Math.-naturv. Klasse, 1897, No. 7 (Kristiania 1897).

(111) : (100)	61° 34¼′
(101) : (100)	57° 13½′
(101) : $(\bar{1}01)$	65° 33′
(301) : (100)	27° 19′
(301) : $(\bar{3}01)$	125° 42′
(6 . 9 . 10) : $(6 . \bar{9} . 10)$	56° 45′
(6 . 9 . 10) : $(\bar{6} . 9 . 10)$	36° 57¾′

Bei weitem die meisten Krystalle sind Zwillinge nach {101}. Diese Zwillinge sind fast immer prismatisch ausgezogen nach einer in der Zwillingsebene liegenden Kante [(111) : $(1\bar{1}1)$] und zeigen am frei ausgebildeten Ende regelmässig die Flächen von {110} und {100} mit ausspringenden Winkeln. Ferner fehlen regelmässig die in anderen Zonen, als die genannte, liegenden Flächen von {111}, weshalb die Krystalle regelmässig als rhombische Einzelkrystalle aussehen (siehe Tab. I, Fig. 3).

Ausser diesen ganz vorherrschenden einfachen Zwillingen kamen seltener auch Drillinge und Vierlinge z. Th. mit recht complicirtem Bau vor.

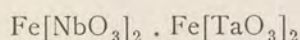
In der genannten Abhandlung wurde nun näher nachgewiesen, dass denjenigen des Mossit vollkommen analog ausgebildete Zwillinge auch am Tapiolith vorkommen, und dass die Krystalle des früher sogenannten Tantalit von Tammela (Skogbölit) nichts weiter als solche rhombotype Zwillinge nach {101} von Tapiolith sind. Die Achsenverhältnisse des Mossit und des Tapiolith sind auch nahe übereinstimmend, nämlich nach meinen Messungen:

	Mossit	Tapiolith
a : c =	1 : 0.64379	1 : 0.65251

Der Mossit wurde von Herrn Cand. min. G. Thesen analysirt; die Analyse gab

Nb_2O_5 }	82.92	ca. 31
Ta_2O_5 }		ca. 52
SnO_2	0.18	
FeO	16.62	
	99.72	

Diese Zusammensetzung entspricht sehr genau der Formel



$$Fe[NbO_3]_2 \,.\, Fe[TaO_3]_2$$

welche verlangt:

Nb_2O_5	31.23
Ta_2O_5	51.93
FeO	16.84
	100.00

Da das sp. Gewicht des Mossit zu 6.45 bestimmt wurde, während ein chemisch nahe entsprechender Columbit von Black Hills nach Hidden das sp. Gew. 6.707 zeigte, würde dies darauf deuten, dass die rhombische Modification der (Fe,Mn) Tantalate und Niobate specifisch schwerer als die entsprechend zusammengesetzten tetragonalen Verbindungen wären; das bisher vorliegende Material von Beobachtungen erlaubt jedoch nicht, diese Frage sicher zu entscheiden. Wenn dies aber so wäre, müsste erwartet werden, dass auch der Brookit schwerer als entsprechend zusammengesetzter Rutil wäre, was nach den vorliegenden Angaben nicht der Fall ist. Da nun auch der Manganotantalit von Sanarka mit rhombischer Columbitform und mit 79.81 Ta_2O_5 und nur 4.47 Nb_2O_5 ein spec. Gew. von nur 7.301 hat, während der Tapiolith von Kulmala, Sukkula, Finnland mit nur 73.91 Ta_2O_5 und 11.22 Nb_2O_5 nach Nordenskiöld ein sp. Gew. von 7.496 besitzt, dürfte es eher wahrscheinlich sein, dass das sp. Gew. auch für die (Fe,Mn)-Tantalate, resp. Niobate bei der tetragonalen Modification grösser, als bei der rhombischen ist. Das niedrigere sp. Gew. des Mossit von Råde dürfte dadurch erklärlich sein, dass nur eine ganz geringe Menge von Substanz, welche ausserdem kaum vollständig rein war (kleine Krystalle), gewogen werden konnte, weshalb die Bestimmung wahrscheinlich zu niedrig sein dürfte.

Columbit (Niobit); Jameson.

Der Columbit wurde in Norwegen zuerst 1879 entdeckt, indem ein guter Krystall aus einem Pegmatitgang bei Ånneröd in Smålenene damals von Herrn Cand. min. T. Lassen als »Orthit« an die Mineraliensammlung der Universität eingesandt und dann von mir nachträglich als Columbit erkannt wurde. Wie spätere Untersuchungen gezeigt haben, ist derselbe auf den Pegmatitgängen in Smålenene sowohl in Våler östlich von Moss, als auch in Råde, Rygge etc. eines der häufigsten accessorischen Mineralien dieser Gänge; in den übrigen Gebieten mit granitischen Pegmatitgängen scheint er dagegen relativ spärlich verbreitet. Ein Verzeichniss der wichtigsten bekannten norwegischen Vorkommen soll unten mitgetheilt werden.

Vorkommnisse von Columbit in Norwegen.

1. Ånneröd in Våler, östlich von Moss. Der Columbit kommt hier auf einer Anzahl z. Th. grosser Pegmatitgänge vor; an mehreren derselben tritt er in sehr intimer regelmässiger Verwachsung mit Samarskit auf, eine Verwachsung, welche zur Aufstellung der Species Ånnerödit Veranlassung gab (siehe unten unter Samarskit).

Die Krystalle sind dann häufig in Parallelstellung stenglich verwachsen; bisweilen sind mehr als Hundert solcher stenglich verwachsener Individuen so dicht beisammen gruppirt, dass sie als ein einzelner grösserer Krystall aussehen. Ein derartiges Aggregatindividuum mass z. B. ca. 5 cm. in Länge, bei einer Breite von 3 cm., einer Dicke von 1.5 cm.

Die Columbitkrystalle von Ånneröd wurden schon früher[1] von mir (als Ånnerödit) ausführlich beschrieben; sie zeigen folgende einzelne Formen (Schrauf's Stellung):

[1] W. C. Brøgger. »Nogle bemærkninger om pegmatitgangene ved Moss og deres Mineraler«. Geol. Fören. i Stockholm Förhandl. B. V (1881) S. 354—367. Nach dieser Abhandlung sind die Fig. 1 und 2, Tab. I reproducirt.

a = }100{	l = }012{
b = }010{	k = }011{
c = }001{	u = }111{
g = }110{	n = }211{
m = }130{	β = }121{
z = }150{	o = }131{
e = }201{	s = }221{

Die Krystalle sind gewöhnlich 1) langprismatisch, häufig parallel zu }010{, tafelförmig oder linealförmig ausgebildet, mit }010{, }100{ und }110{ sammt häufig auch }130{ und seltener dazu }150{ in der Vertikalzone, mit }201{, }211{ und }111{ als am Ende vorherrschende Formen. Andere Krystalle sind 2) kurzprismatisch nach der Vertikalachse, theils mit ungefähr gleicher Ausbildung von }010{ und }100{ in der Vertikalzone (die Prismenflächen nur als schmale Abstumpfungen), theils sogar mit }100{ vorherrschend; am Ende herrschen dann }201{ und }211{. An anderen Krystallen herrschen bei sonst gleicher Ausbildung am Ende die Flächen von }111{ mit }201{, während diejenigen von }001{, wie gewöhnlich auf den Krystallen von Ånneröd, wenig hervortretend ausgebildet sind. (Siehe die Figuren 1, 2 und 3 Tab. II, welche alle häufige Combinationen des Columbit von den Gängen in Råde, Rygge und Våler darstellen).

Einige Krystalle waren mehr formenreich; mehrere zeigten auch eine scheinbar monokline Ausbildung.

Ein Exemplar wurde als ein Durchwachsungs-Zwilling nach dem Gesetz: Zwillingsachse eine Normale zu einer Fläche von }150{, erkannt (Fig. 4 Tab. III); es wurde

	Gemessen	Berechnet
[010] : [010] . . .	ca. 52°	53° 1½′

Ausserdem wurden mehrere Zwillinge nach dem gewöhnlichen Gesetz, Zwillingsfläche }201{, nachgewiesen.

2. Ödegårdssletten in Våler; von diesem Vorkommen sind ebenfalls Krystalle, denjenigen von Ånneröd genau gleich, in regelmässiger Verwachsung mit Samarskit bekannt.

3. Kjærsund in Våler, ebenfalls auf der Ånnerödhalbinsel; von diesem Fundort sind grössere Krystalle von Columbit in den 80-er Jahren gekommen. Sie zeigten die gewöhnliche tafelige Ausbildung nach }010{ mit }010{, }100{. }110{ und }130{ sammt (bisweilen }150{) in der Vertikalzone, }001{, }111{, }201{ und }211{ am Ende.

Ein Exemplar von Kjærsund (jetzt in der Sammlung des Min. Instituts der Universität Stockholm) wurde als ein Zwilling nach der nicht als Krystallfläche bekannten Form }501{ erkannt; die

Bestimmung geschah durch die gemeinsame Zone (201) : (100) und durch Messung des Winkels [100] : [$\underline{100}$] = ca. 25° (berechnet 25° 12′). Eine Fläche des einen Individuums bildet bei diesem Gesetz mit einer Fläche }100{ des anderen einen ganz kleinen einspringenden Winkel von nur 4°.

Im Ganzen ist der Columbit von wenigstens 10 verschiedenen Pegmatitgängen der Ånnerödhalbinsel bekannt.

4. Dramstad, auf der Insel Fæö, in Vandsjö, Kirchspiel Råde. Von einem grösseren Pegmatitgang hier wurde schon in den 80-er Jahren eine Anzahl sehr grosser Krystalle von Columbit gewonnen; einige derselben waren sehr schön ausgebildet; so zeigte ein Krystall, welcher sicher mehrere Kilogramm schwer gewesen ist, an einer gut erhaltenen Ecke ausserordentlich ebene, obwohl matte Flächen von }100{ . }101{ . }110{ . }130{ . }150{ . }001{ . }111{ und }131{. Ein zweiter grosser Krystall, der Universität Kristiania angehörig, ist mehr unvollkommen ausgebildet, aber 4¾ Kilogramm schwer.

5. Auch von der Insel Oxenö in Råde sind kleine, ziemlich schlecht ausgebildete Krystalle von Columbit gekommen; grössere, meistens rauhe Tafeln nach }010{ ebenfalls von

6. Huggenæskilen in Rygge, an der Südseite von Vandsjö. Eine grosse Anzahl guter Vorkommen von Columbitkrystallen liegen nach einander in einer Zone längs der NW-Seite des Kurefjords in der Richtung SSW à SW bis NNO à NO; so am Kurefjord Pegmatitgänge bei

7. Grevsrud, 8. Hullingsås und 9. Sameja im Kirchspiel Rygge.

Diese Feldspathgruben am Kurefjord lieferten in den 80-er Jahren zahlreiche, z. Th. sehr schöne Krystalle, meistens von geringer Grösse, aber gut ausgebildet.

Die Krystalle von dem grössten Bruch am Kurefjord waren in der Regel nur 1—3 cm. lang, mit oft sehr ebenen, obwohl gewöhnlich matten Flächen, und in der Regel von einem charakteristischen kurzen gedrungenen Typus mit }100{, }010{ und }001{ häufig nahezu in Gleichgewicht, daneben mit }110{ und }130{ (schmal) sammt }201{ und }111{ nur ganz untergeordnet (siehe Fig. 4, Tab. II).

Noch mehr häufen sich die Vorkommen von Columbit näher an der Granitgrenze auf einer Linie längs der NW-Seite des Kråkstadfjords und weiter gegen NO bis Oxenö in Vandsjö. Wir haben hier in dieser Zone im Kirchspiel Råde:

10. Åvenö (zwischen Kråkstadfjord und Kurefjord; hier kleine Krystalle gleich denjenigen von Kure.

11. Fuglevik, nahe dem Kråkstadfjord; kleine, nicht besonders gute Krystalle von dem gewöhnlichen, dicktafeligen Typus.

12. Lorebö bei Åker; von diesem Vorkommen besitzt die Mineraliensammlung der Universität eine Anzahl kleiner, aber sehr gut ausgebildeter, meistens linealförmiger Krystalle von Polykras ähnlichem Aussehen; Combination: }010{ . }100{ . }110{ . }201{ . }111{ . }001{.

13. Berg(?) in Råde; von dem unten näher erwähnten Pegmatitgang, an welchem der Yttrotantalit und der Mossit gefunden wurde, kamen mit diesen beiden Mineralien auch kleine nach }010{ linealförmige Krystalle von Columbit vor; dieselben sind dicht beisammen in derselben Weise wie so häufig beim Desmin zu garbenförmigen Aggregaten angehäuft.

14. Elvestad; von mehreren Gängen bei Elvestad sind Columbitkrystalle gewonnen, theils kleine rauhe linealförmige Krystalle, theils auch sehr grosse dicke Tafeln nach }010{ am Ende entweder mit }111{ oder mit }001{ vorherrschend.

15. Karlshus. Dieser grosse Gang, welcher zehntausende von Tons von Feldspath (und Quarz) geliefert hat, hat stellenweise auch Krystalle und grössere Massen von Columbit geliefert; am selben Gang kamen an besonderen Partien auch massenhaft kleine Krystalle von Thoruranin (Bröggerit) vor. Die Mineraliensammlung der Universität Kristiania besitzt von diesem Vorkommen u. a. einen ca. 3 Kilogramm schweren, ausgezeichneten Krystall, ca. 12 cm. lang, 10 cm. breit und 8 cm dick, mit }100{ und }010{ ungefähr in Gleichgewicht (mit ganz schmaler Abstumpfung durch }110{), am Ende }001{ vorherrschend und übrigens mit }201{, }111{ und }211{ am Ende. Ein zweiter, noch grösserer Krystall ist nahezu prismatisch ausgebildet durch Vorherrschen von }001{ und }010{ in Gleichgewicht mit einer Länge von 22 cm. längs der a-Achse, 8 cm. längs der c-Achse, und ebensoviel längs der b-Achse. Am Vorderende der a-Achse sind die Flächen von }100{ . }110{ . }130{ . }150{, ferner }111{ und }201{, beide klein, vorhanden. Ein noch grösserer Krystall (oder richtiger eine Krystallgruppe) von demselben Vorkommen zeigt eine Grösse von 25 cm. längs der a-Achse, 15 cm. längs der b-Achse und 18 cm. längs der c-Achse. Es sind aber an diesem Gang noch viel grössere Krystallaggregate von Columbit gefunden; der grösste Krystall von diesem Fundort hatte sogar angeblich ein Gewicht von mehr als 140 Kilogramm.

16. Halvorsröd; grosse rauhe Krystalle und kleinere Tafeln oder Lineale, mit Monazit, Orthit etc.

17. Starengen; rauhe Tafeln nach }010{, bis 3 cm. lang.

18. Von Lundeby sind ebenfalls (1881) an die Mineraliensammlung der Universität eingekommen Krystalle von Columbit, theils in den

gewöhnlichen Tafeln nach {010}, theils auch dicke kurzprismatische Krystalle mit {010}, {100}. {110}, ({130} und {150}), {001}, {111}, {201} und {211}.

Auch von Fredskjær, Myre und anderen Lokalitäten in Råde sind Krystalle von Columbit bekannt.

Im Ganzen dürften von der Grenzzone des grossen Granitgebietes zwischen der Küste bei der Mündung des Kråkstadfjords und des Kurefjords in SW in Råde und Rygge und der Ostseite von Vandsjö in Våler in NO wenigstens 30 verschiedene Vorkommen von Krystallen des Columbit bekannt gewesen sein.

Aus der pegmatitreichen Grenzzone desselben Granitgebietes auf den Hvaler-Inseln ist der Columbit bis jetzt nicht bekannt.

19. In der an grossen Pegmatitgängen so reichen Umgegend von Kragerö (Skåtö, Sanökedal, Bamle) ist der Columbit bis jetzt nur aus einem einzigen Gang bekannt, nämlich dem Vorkommen des Phenakit bei Tangen am Kammerfoselv, 3 Kilometer westlich von Kragerö. Dies schöne Vorkommen ist schon von Herrn Prof. L. Milch in Breslau beschrieben [1].

Der Columbit von Tangen ist durchgehends nach der c-Achse prismatisch ausgezogen, mit vorherrschender Ausbildung der Flächen von b {010}, daneben {110} und {130}, selten auch {150}; am Ende herrschen {111} und {201}, während {001}, {101} und verschiedene Pyramidenflächen nur selten und wenig hervortretend ausgebildet sind. Die Flächen sind matt, aber gewöhnlich sehr eben, doch nicht am Reflexionsgoniometer messbar. (Siehe Fig. 8 und 11, Tab. II).

Zwillinge nach {201} sind sehr häufig; ausser Durchkreuzungszwillingen (von 2 einander durchkreuzenden Individuen; siehe z. B. Fig. 5, Tab. II) finden sich auch ausgezeichnete Drillinge. Ein solcher (siehe Fig. 6 & 7, Tab. II) mit den Flächen von b {010} gemeinsam für alle drei einander durchkreuzenden Individuen bildet eine dicke pseudohexagonale Tafel nach {010}, mit nur schwach einspringenden Winkeln der Flächen von {111}, welche vorherrschend die Seitenbegrenzung der Tafel bilden. Über die Bedeutung dieser Zwillinge weiter unten.

Prof. L. Milch glaubte aus seinen Beobachtungen schliessen zu dürfen, dass der Columbit von Tangen in der bisphenoidischen Klasse des rhombischen Systemes krystallisire. Meine Beobachtungen an einem

[1] L. Milch. »Mineralogische Mittheilungen«. No. 4. »Über Columbit von Sonikedal [NB. soll sein Sanökedal] bei Kragerö«. Neues Jahrb. f. Min. Geol. & Pal. Jahrg. 1900, B. I, S. 159—164.

sehr bedeutenden Materiale ausgesuchter Krystalle haben diese Ansicht nicht bestätigt.

Auf dem Pegmatitgang von Tangen kommt der Columbit mit Phenakit, Apatit, Thorit, Alvit etc., sammt namentlich mit grossen, z. Th. riesigen Krystallen von schwarzem Turmalin vor; der Columbit zeigt sich dabei sehr früh auskrystallisirt, früher als der Turmalin, dessen Krystalle von den älteren Columbitkrystallen durchsetzt sind.

Auch von mehreren Pegmatitgängen in der Umgegend von Risör ist der Columbit bekannt, obwohl hier keineswegs häufig vorkommend. So fand ich schon 1874 bei

20. Ramskjær, Söndeled bei Risör mehrere Bruchstücke von Columbitkrystallen, mit }100{ und }010{ ung. in Gleichgewicht, und mit }001{ . }201{ und }111{ am Ende. Auch von einem anderen Vorkommen von Söndeled bei Risör erhielt die Sammlung der Universität (1904; durch Herrn Cand. min. A. Guldberg) mehrere dicktafelige Krystalle mit der gewöhnlichen Ausbildung mit vorherrschenden Flächen von }010{ und mit }111{ und }201{ am Ende.

21. Båseland Feldspathgrube, $1/2$ Km. NW von Landvik im Holt Kirchspiel, SW von Tvedestrand, führte (nach A. Helland, Nedenes Amt, I, S. 361) zusammen mit Monazit, Thorit, Magnetit etc. auch Columbit.

22. Röstöl bei Arendal. In der Umgegend von Arendal, deren granitische Pegmatitgänge schon längst als reiche Vorkommen seltener Mineralien (wie Orthit, Euxenit, Blomstrandin, Fergusonit, Thoruranin, Thorit, Alvit, Yttrotitanit, Monazit, Xenotim etc.) bekannt sind, muss der Columbit jedenfalls sehr selten sein. Ich kenne aus den Gängen dieser Gegend nur einen einzigen, etwa 3 cm. langen, nach }010{ tafelförmig ausgebildeten Krystall mit }010{ . }100{ sammt untergeordnet }130{ . }150{, mit }001{ . }201{ und }111{ am Ende, — von Röstöl, östlich von Arendal.

23. Umgegend von Kristiansand. Ohne nähere Fundortsangabe hat die Mineraliensammlung der Universität sowohl durch Herrn Adjunkt Hougen (1895) als durch Herrn Professor Waage (1899) aus der Umgegend von Kristiansand ziemlich grosse tafelförmige Krystalle von Columbit erhalten, einen solchen z. B. 8 cm. lang, 6 cm. nach der a-Achse, bei einer Tafeldicke von nur 1 cm., mit den gewöhnlichen Formen.

24. Håvas Bruch, Eftevand, Kirchspiel Iveland im Sætersdal, N. von Kristiansand. Von dieser Lokalität hat Herr Cand. min. A. Guldberg einen ca. 4 cm. langen, 2.5 cm. breiten und ca. 2 cm. dicken

ziemlich rauh ausgebildeten Krystall von Columbit erhalten mit der gewöhnlichen Ausbildung der Columbite der Pegmatitgänge; auch die Sammlung der Universität hat mehrere Bruchstücke von Columbitkrystallen von dieser Lokalität erhalten.

25. Hitterö. Endlich besitzt die Mineraliensammlung der Universität auch noch von Hitterö (ohne nähere Fundortsangabe) einen einzelnen ungefähr 2 cm. langen Krystall von Columbit, mit vorherrschenden Flächen von {001} . {010} und {100}, wozu ganz zurücktretend noch {201} . {111} und {110}. Der Columbit muss demnach jedenfalls auch auf Hitterö nur sehr selten vorkommen.

In Zusammenfassung der oben angeführten Mittheilungen über die Verbreitung des Columbit auf den südnorwegischen Granitpegmatitgängen sehen wir also, dass der Columbit innerhalb einer ungefähr 8 bis 10 Km. breiten, SW—NO streichenden Grenzzone ausserhalb der Grenze des Granitgebietes in Smålenene zwischen dem Kristianiafjord und der Ostseite von Vandsjö sehr allgemein verbreitet. (einige Gänge haben hier mehrere Tons von Columbit geliefert) und von wenigstens 20 bis 30 Gängen bekannt ist. Ausserhalb dieser Grenzzone ist der Columbit nur ganz ausnahmsweise nachgewiesen, auf den Pegmatitgängen der Gegend von Kragerö, Risör, Arendal, Kristiansand, im Sætersdal und auf Hitterö, überall hier doch nur selten und (mit Ausnahme des Vorkommens von Tangen bei Kragerö) sparsam vorgefunden.

Krystallographische Untersuchung des Columbit.

Mehrere norwegische Vorkommen des Columbit haben so gut messbare Krystalle geliefert, dass ich es der Mühe werth gefunden habe, eine grössere Anzahl auserlesener Krystalle durchzumessen, um das Achsenverhältniss des Minerals so genau wie möglich zu bestimmen.

Eine Durchmusterung des gesammten, mir vorliegenden Materiales zeigte, dass namentlich unter den Krystallen von Åneröd, von Lorebö und von Kure gut messbare Exemplare vorhanden waren.

Daneben schien es mir von Interesse, zugleich auch gute Krystalle von dem bekannten Vorkommen von Ivigtut in Grönland zum Vergleich mit den norwegischen Krystallen zu messen; es war mir nämlich bekannt, dass Prof. A. Schrauf für seine »Monographie des Columbit«[1] von Prof. Forchhammer in Kopenhagen ausschliesslich verhältnissmässig

[1] Sitzungsber. d. math. naturw. Classe d. k. Akad. d. Wissensch. Wien 1861. S. 445—464.

grosse (und somit für genauere Messungen nur schlecht geeignete) Krystalle zur Untersuchung erhalten hatte. Prof. V. Ussing in Kopenhagen war deshalb so freundlich, mir eine grosse Anzahl ausgesuchter ganz kleiner (2—5 mm. grosser) Krystalle für meine Untersuchung zu überlassen.

Die Durchmessung einer grossen Anzahl Krystalle theils der genannten norwegischen, theils des grönländischen Vorkommens hat nun gezeigt, dass selbst die scheinbar besten Krystalle für entsprechende Winkel nur selten einigermassen genau übereinstimmende Werthe lieferten. Dies Verhältniss rührt meistens davon her, dass die Flächen an und für sich weniger gut ausgebildet sind, namentlich aber von dem sehr allgemein verbreiteten Verhältniss, dass die scheinbaren Einzelindividuen so häufig in der That Krystallstöcke sind, welche ganz analog den Desminkrystallen in subparalleler Anordnung der aneinander grenzenden Individuen garbenförmig aggregirt sind, ein Verhältniss, welches bei dem mit dem Columbit homoiomorphen Euxenit noch mehr durchgehends stattfindet.

Die a-Achsen sind dabei zum grössten Theil näher parallel, die Flächen von {010} dagegen immer mehr fächerförmig auseinander weichend. Infolge dessen sind die Werthe der Messungen der Zonen (111) : (010), ferner (110) . (010) etc. gewöhnlich weniger gut, die Werthe der Zone (201) : (100) oder (111) : ($\bar{1}$11) etc. häufig besser, obwohl auch diese von der garbenförmigen Gruppirung beeinflusst sind.

Aus einer grossen Anzahl von Messungen habe ich schliesslich als Grundlage für die Bestimmung des Achsenverhältnisses die folgenden als die besten erwählt:

(111) : (1$\bar{1}$1) . . . . 29° 55′
(111) : ($\bar{1}$11) . . . . 80° 9′

Die erste dieser Messungen stimmt nahe mit dem Werth E. S. Dana's: 29° 57′, während die zweite von seinem Werth 79° 54′ verhältnissmässig mehr abweicht.

Aus den oben angeführten, zu Grunde gelegten Messungen ergiebt sich (nach Schrauf's Aufstellung der Krystalle) das Achsenverhältniss:

$$a : b : c = 0.40093 : 1 : 0.35867.$$

Auf dies Achsenverhältniss bezogen berechnete ich die unten in der Columne I angegebenen Werthe; zum Vergleich sind einige meiner besten Messungen theils an norwegischen (N), theils an grönländischen (G) Krystallen angeführt; einige weniger gute Messungen sind in ( ) angeführt. Ferner sind zum Vergleich die aus Dana's Messungen

berechneten Werthe, und die von Schrauf nach seinem Achsenverhältniss berechneten Werthe angeführt.

	Berechnet	Gemessen (N)	Gemessen (G)	Berechnet Dana	Berechnet Schrauf
(150) : (100)	63° 29¼′	63° 30′	—	63° 34′	—
(150) : $(1\bar{5}0)$	126° 58½′	—	—	127° 8′	—
(130) : (100)	50° 15½′	—	—	50° 21½′	50° 43′
(130) : $(1\bar{3}0)$	100° 31′	—	—	100° 43′	101° 26′
(130) : (010)	39° 44½′	39° 41½—39° 48′	39° 41′—39° 47′	39° 38½′	39° 17′
(130) : $(\bar{1}30)$	79° 29′	79° 25′	79° 22′	79° 17′	78° 34′
(110) : (100)	21° 51′	21° 40—21° 59′	21° 46½′	21° 55′	22° 10′
(110) : $(1\bar{1}0)$	43° 42′	—	43° 42′	43° 50′	44° 20′
(130) : (110)	28° 24½′	—	28° 24⅔′	28° 26½′	28° 33′
(201) : (100)	29° 12′	29° 12½′—29° 14′	—	29° 20′	31° 20′
(201) : $(\bar{2}01)$	121° 36′	121° 35′—121° 53′	—	121° 20′	117° 20′
(101) : (100)	48° 11′	—	—	48° 20½′	50° 36′
(101) : $(\bar{1}01)$	83° 38′	—	—	83° 19′	78° 58′
(021) : (010)	54° 21′	—	—	54° 24′	56° 13′
(021) : $(0\bar{2}1)$	71° 18′	—	—	71° 12′	67° 34′
(032) : (010)	61° 43′	—	61° 36′	61° 46′	60° 21′
(032) : $(0\bar{3}2)$	56° 34′	—	—	56° 28′	59° 18′
(011) : (010)	70° 17′	—	70° 27′	70° 18¼′	71° 30′
(011) : $(0\bar{1}1)$	39° 26′	—	—	39° 23½′	37°
(012) : (010)	79° 50′	—	79° 52′	79° 51′	80° 30′
(012) : $(0\bar{1}2)$	20° 20′	—	—	20° 18′	19°
(111) : $(1\bar{1}1)$	*29° 55′	*29° 55′	29° 52′	29° 57′	29°
(111) : $(\bar{1}11)$	*80° 9′	*80° 9′	80° 8′	79° 54′	75° 50′
(111) : $(11\bar{1})$	92° 7′	—	(92° 35′)	92° 24′	96° 52′
(111) : (010)	75° 2½′	75° 3′	75° 3½′	75° 2′	75° 30′
(121) : $(1\bar{2}1)$	56° 15⅔′	—	—	56° 17′	54° 42′
(121) : $(\bar{1}21)$	72° 1′	—	—	71° 46′	68° 36′
(121) : $(12\bar{1})$	82° 11′	—	—	—	86° 48′
(121) : (010)	61° 52′	—	(62° 17′)	61° 51½′	62° 39′
(121) : (111)	13° 10½′	—	13° 2½′	13° 10½′	12° 51′
(131) : $(1\bar{3}1)$	77° 27′	—	—	77° 29′	75° 36′
(131) : $(\bar{1}31)$	62° 41⅓′	—	—	62° 27½′	60° 16′
(131) : $(13\bar{1})$	71° 6′	—	—	71° 17′	75° 16′
(131) : (010)	51° 16½′	—	(51° 39′)	51° 15½′	52° 22′
(131) : (111)	23° 46′	—	(23° 8′)	23° 46½′	23° 18′
(211) : $(2\bar{1}1)$	19° 51′	(20° 3′)	19° 43′	19° 54′	19° 44′
(211) : $(\bar{2}11)$	118° 36′	—	—	118° 20′	114° 36′
(211) : $(21\bar{1})$	57° 26′	—	(58° 4′)	57° 42′	—
(211) : (201)	9° 55½′	—	—	9° 57′	9° 52′
(211) : (010)	80° 4½′	80° 0′	—	80° 3′	80° 8′
(221) : $(2\bar{2}1)$	38° 35′	—	38° 20½′—38° 23½′	38° 39′	38° 22′
(221) : $(\bar{2}21)$	110° 57′	—	—	110° 42′	107° 32′

	Berechnet	Gemessen (N)	Gemessen (G)	Berechnet Dana	Berechnet Schrauf
(221) : $(22\bar{1})$	54° 50½′	—	(55° 19′)	55° 4′	58° 50′
(221) : (211)	9° 22′	—	9° 21½′	9° 23′	9° 19′
(221) : (231)	8° 25′	—	8° 12½′—8° 36′	8° 12′	8° 22′
(221) : (010)	70° 43′	—	70° 42′	70° 40′	70° 49′
(231) : $(2\bar{3}1)$	55° 24′	—	—	55° 30′	55° 8′
(231) : $(\bar{2}31)$	101° 24′	—	—	100° 59′	98° 26′
(231) : $(23\bar{1})$	51° 11′	—	51° 27′	51° 24′	54° 54′
(231) : (010)	62° 18′	—	62° 6′	62° 15′	62° 26′
(241) : $(2\bar{4}1)$	69° 59′	—	—	70° 6′	69° 40′
(241) : $(\bar{2}41)$	91° 18⅔′	—	—	—	—
241) : $(24\bar{1})$	47° 7′	—	—	—	50° 36′
(241) : (010)	55° ½′	—	—	—	55° 10′

Wie die Messungen mit den berechneten Werthen stimmen, zeigt ferner auch folgender Vergleich für einige häufig gemessene Winkel:

	Berechnet	Gemessen
(110) : $(1\bar{1}0)$		43° 38½′
		43° 42′
		43° 43′
		43° 52′
		43° 39′
		43° 36′
	43° 42′	M. 43° 41⅔′
(130) : (010)		39° 45′
		39° 55′
		39° 47′
		39° 36′
		39° 41′
		40° 1′
		39° 48′
		39° 35′
		39° 58′
		39° 35½′
		39° 34′
		39° 28′
	39° 44½′	M. 39° 44½′
(110) : (130)		28° 11′
		28° 12′
		28° 28½′
		28° 23′
		28° 18′
		28° 36′
		28° 21½′
		28° 26½′

	Berechnet	Gemessen
		28° 29½'
		28° 41'
	28° 24½'	28° 24⅔'
(111) : (010)		75° 7½'
		75° 4'
		74° 52½'
		75° 3½'
		75° 2'
	75° 2½'	M. 75° 2'
(111) : $(\bar{1}11)$		80° 10'
		80° 9'
		80° 8'
		80° 9'
		80° 7'
		80° 3'
		80° 8'
	80° 9'	M. 80° 8'

Das oben abgeleitete Achsenverhältniss stimmt, wie man sieht, ziemlich gut mit dem von E. S. Dana nach seinen Messungen am Columbit von Standish in Maine [1] abgeleiteten

$$a : b : c = 0.40234 : 1 : 0.35798,$$

während oben gefunden wurde

$$a : b : c = 0.40093 : 1 : 0.35867.$$

Da der norwegische Columbit (siehe unten) ebenso wie der grönländische sehr arm an Tantalsäure ist, dürfte es wahrscheinlich sein, dass die Unterschiede im Achsenverhältniss des südnorwegischen und des grönländischen Columbit nur ganz gering sein dürften, was auch durch meine Messungen bestätigt scheint [2]. Geringe Unterschiede der entsprechenden Winkelwerthe der grönländischen und der norwegischen Columbite dürften sicher vorhanden sein, dieselben mit Sicherheit genau zu fixiren erlaubten die Messungen aber nicht, da grössere Unterschiede zwischen den an jedem einzelnen der Vorkommnisse erhaltenen Winkelwerthen vorhanden waren, als zwischen denjenigen der grönländischen Krystalle auf der einen und der norwegischen auf der anderen Seite.

1 Zeitschr. f. Kryst. B. XII, S. 271.

2 Es ist überflüssig zu bemerken, dass die sehr bedeutenden Abweichungen der Schrauf'schen Messungen und des daraus abgeleiteten (durch die Methode der kleinsten Quadrate berechneten!) Achsenverhältnisses ausschliesslich auf die ungenügende Beschaffenheit der von ihm gemessenen Krystalle zu beziehen sind.

Zum näheren Vergleich mit anderen Columbitvorkommen empfiehlt es sich, zuerst die chemische Zusammensetzung der untersuchten norwegischen Krystalle zu erwähnen.

Schon die vorliegenden Bestimmungen über das specifische Gewicht der norwegischen Columbite schienen zu beweisen, dass dieselben durchgehends nur einen verhältnissmässig geringen Gehalt an Tantalsäure enthalten dürften.

Für die schwersten Columbite von Smålenene fand ich das sp. Gew. = 5.70; für ganz reinen frischen Columbit von Tangen bei Kragerö fand Milch (l. c. S. 163) 5.45. Für Columbite von Ånneröd und Fuglevik in Smålenene, welche von Blomstrand analysirt wurden, wurde von Blomstrand übereinstimmend der Werth 5.32 [1] gefunden, während für den Columbit von Ivigtut ein sp. Gew. von 5.37 (Oesten), 5.40—5.42 (Müller) und 5.395 (Blomstrand), also sehr nahe 5.40 gefunden wurde.

Die beiden Analysen Blomstrands, welche für die vorliegende Untersuchung ausgeführt wurden und früher nicht publicirt sind, ergaben die unten unter II und III angeführten Resultate; zum Vergleich sind (nach Dana) unter I die Analyse Blomstrand's von dem Columbit von Ivigtut, ferner unter IV die Analyse O. D. Allen's von dem Columbit von Standish in Maine, unter V die Analyse Tamura's von dem Columbit von Yamanō, in Japan [2], ferner unter VI die Analyse Blomstrands von dem Manganotantalit von Sanarka nebenbei angeführt.

	I Ivigtut	II Ånneröd	III Fuglevik	IV Standish	V Yamanö	VI Sanarka
Nb_2O_5	77.97	72.37	71.38	68.99	57.95	4.47
Ta_2O_5	—	5.26	5.87	9.22	22.19	79.81
SnO_2	0.73	0.67	0.51	} 1.61	0.49	} 0.67
SiO_2	—	—	0.17		—	
WO_3	0.13	—	—		Spur	
ZrO_2	0.13	—	—	—	—	—
FeO	17.33	15.04	15.86	16.80	10.81	1.17
MnO	3.28	5.97	5.33	3.65	7.06	13.88
PbO	0.12	—	—	—	—	—
CaO	Spur	0.58	0.80	—	1.13	0.17
MgO	0.23	—	—	—	0.26	—
Glühverlust	—	—	0.12	—	—	0.16
	99.92	99.89	100.04	100.27	99.89	100.33
Sp. G.	5.40	5.32	5.32	5.65	—	7.30

[1] Dieser Werth ist wahrscheinlich etwas zu niedrig; eine frühere Bestimmung von mir von dem Columbit von Ånneröd 5.42 dürfte richtiger sein.

[2] Tsunashiro Wada. Minerals of Japan. Tokyo 1904, S. 83.

Vergleichen wir nun die Achsenverhältnisse und die wichtigsten Winkel der Columbite von Smålenene (und des damit nahezu identischen von Ivigtut) und von Standish mit einander und mit denjenigen des Columbit von Ishikawayama, sammt mit dem des Manganotantalit von Sanarka[1].

Ånneröd . . .	a : b : c	= 0.40093 : 1 : 0.35867
Standish . . .	—»—	= 0.40234 : 1 : 0.35798
Ishikawayama .	—»—	= 0.40572 : 1 : 0.35734
Sanarka . . .	—»—	= 0.39879 : 1 : 0.35052

Das Achsenverhältniss des Columbit von Ishikawayama habe ich nach Wada's Messungen berechnet unter Zugrundelegung seiner Werthe

$$a : e = (100) : (201) = 29° 35'$$
$$g : g' = (110) : (1\bar{1}0) = 44° 10'$$

Für den Manganotantalit von Sanarka habe ich nach Arzruni's vollständig angeführten Messungen das Achsenverhältniss berechnet unter Zugrundelegung der Werthe:

$$k : c = (011) : (001) = 19° 19'$$
$$u : {}'u = (111) : (1\bar{1}1) = 29° 30'$$

Die folgende Winkeltabelle lehrt, wie die Winkel der obengenannten Vorkommen gegenseitig abweichen:

	Ånneröd	Standish	Ishikawayama		Sanarka	
			Berechnet	Gemessen	Berechnet	Gemessen
(201) : (100)	29° 12′	29° 20′		29° 35′	29° 38′	
(201) : $(\bar{2}01)$	121° 36′	121° 20′	120° 50′		120° 4′	
(110) : (100)	21° 51′	21° 55′	22° 5′		21° 44½′	
(110) : $(1\bar{1}0)$	43° 42′	43° 50′		44° 10′	43° 29′	
(130) : (100)	50° 15½′	50° 21½′	50° 35⅓′		50° 6′	
(130) : $(\bar{1}30)$	100° 31′	100° 43′	101° 11⅔′	100° 50′	100° 12′	
(011) : (010)	70° 17′	70° 18¼′	70° 20′		70° 41′	70° 54′
(011) : (001)	19° 43′	19° 41¾′	19° 40′			19° 19′
(111) : (010)	75° 2½′	75° 2′	74° 59½′	75° 10′	75° 15′	
(111) : $(1\bar{1}1)$	29° 55′	29° 57′	29° 40′			29° 30′
(111) : (100)	49° 55½′	50° 3′	50° 19⅔′		50° 19½′	50° 3—50° 6′
(111) : $(\bar{1}11)$	80° 9′	79° 54′	79° 20½′		79° 21½′	
(111) : (001)	43° 56½′	43° 48′	43° 32¾′		43° 25′	43° 29′
(211) : (010)	80° 4½′	80° 3′	80° 0′		80° 10′	
(211) : $(2\bar{1}1)$	19° 51′	19° 54′	20° ½′	20° 0′	19° 39½′	
(211) : (100)	30° 42′	30° 50′	31° 5′		31° 4′	31° 12½′
(211) : $(\bar{2}11)$	118° 36′	118° 20′	117° 50′		117° 52′	117° 35′ (62° 25′)
(211) : (001)	61° 17′	61° 9′	60° 55′		60° 47′	61° 7′

[1] A. Arzruni. Verhandl. d. k. russ. min. Ges. zu St. Petersburg B. 23, S. 188 (1887).

Wie man sieht, bilden die Winkelwerthe der drei Columbite (sowie ihre Achsenverhältnisse) regelmässige Serien; da sie sich chemisch wesentlich durch das Verhältniss des Ta_2O_5 zu Nb_2O_5 unterscheiden[1], dürfte es wahrscheinlich sein, dass mit der Zunahme des Ta_2O_5-Gehaltes die c-Achse abnimmt, die a-Achse zunimmt.

Für den Manganotantalit von Sanarka ist das Verhältniss weniger einfach, weil hier gleichzeitig ein grosser Unterschied im Mangangehalt sich geltend macht. Auch dürfte die Beschaffenheit der Krystalle desselben nach Arzruni's Messungen zu urtheilen kaum so genaue Resultate erlaubt haben, dass ein näherer Vergleich hier mit Sicherheit möglich ist. Auch hier scheinen doch die Messungen z. Th. in derselben Richtung, wie innerhalb der Fe-Columbitreihe zu zeigen.

In kurzer Zusammenfassung der krystallographischen Eigenthümlichkeiten des Columbit der südnorwegischen Vorkommnisse sehen wir, dass derselbe durchgehends mit gewöhnlichen Columbittypen der granitischen Pegmatitgänge von früher bekannten Vorkommnissen (wie z. B. Bodenmais, Miask, Haddam, Standish, Middeltown etc.) übereinstimmt.

Von den auftretenden Formen (siehe oben unter 1. Ånneröd) kommen in der Regel nur die Pinakoide und die Vertikalprismen, ferner {201}, {111} und {211} vor; die übrigen Formen sind nur mehr ausnahmsweise und vereinzelt beobachtet worden.

Die Krystalle sind wohl durchgehends mehr oder weniger ausgezogen nach der Vertikalachse; auch pflegen die beiden Pinakoide {010} und {100} aufzutreten, obwohl {100} nicht selten fehlt (z. B. Tangen b. Kragerö). Die Basis {001} ist theils am Ende vorherrschend (so an den meisten Vorkommen in Smålenene), theils vollständig oder beinahe vollständig fehlend. Im letzteren Falle herrscht die Pyramide {111} vor; die Krystalle sind dann gewöhnlich mehr langprismatisch (Kragerö), oder auch dicktafelig oder sogar dünn linealförmig nach {010} nach der Vertikalachse ausgezogen und sehen dann oft polykrasähnlich aus (Elvestad, Lorebö etc.). Wir können demnach namentlich folgende Haupttypen des Columbit der norwegischen Pegmatitgänge unterscheiden:

---

[1] Ich setze dabei voraus, dass die Analyse des japanischen Columbit von Yamanō ungefähr der Zusammensetzung des Columbit von Ishikawayama entspricht, was allerdings unsicher ist.

a) Kürzere, mehr oder weniger dicke, bisweilen ganz kurz gedrungene Krystalle mit vorherrschender Basis am Ende (z. B. Halvorsröd, Karlshus, Röstöl, Kure etc.). Siehe Fig. 1—4, Tab. II.

b) Ausgezogene, öfters linealförmige Krystalle, mit vorherrschender Pyramide {111} am Ende (z. B. Ånneröd, Huggenæskilen, Kragerö, Elvestad etc.). Siehe Fig. 8 und 11, Tab. II.

Andere Ausbildungen bilden mehr zufällige Abweichungen oder Übergänge dieser Hauptvariationen. Die beigefügten Figuren illustriren einigermassen die wechselnde Ausbildung.

Krystalle, welche beide Enden der Vertikalachsen ausgebildet haben (z. B. Ånneröd, Elvestad, Kragerö etc.), zeigten als Resultate der Untersuchung des ganzen Materiales von norwegischen Vorkommen (mehr als Hundert Krystalle) durchgehends in der Hauptsache dieselbe Ausbildung. Die Durchmusterung von etwa Hundert kleinen Krystallen von Columbit von Ivigtut zeigten dasselbe; ungleichmässige Ausbildung der verschiedenen Flächen derselben Krystallformen zeigte sich zwar sehr häufig, nicht aber in so regelmässiger Weise, dass daraus auf eine geringere Symmetrie als die rhombische bipyramidale geschlossen werden konnte. Eine genaue Revision der Messungen erlaubte auch nicht, eine geringere Symmetrie als die rhombische (bipyramidale) anzunehmen.

Ich bin somit in dieser Beziehung zu demselben Resultat als Prof. E. S. Dana (l. c. S. 271) gekommen; ich kann mich deshalb nicht der Auffassung Prof. Milch's anschliessen, dass der Columbit etwa eine rhombische bisphenoidische Symmetrie besitze. Die von ihm beobachteten Flächenvertheilungen und Ätzerscheinungen müssen nach meiner Erfahrung auf zufällige Unregelmässigkeiten in der Ausbildung zu beziehen sein.

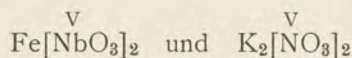
Zwillinge des Columbit wurden, wie oben erwähnt, an dem norwegischen Columbit nach folgenden Gesetzen beobachtet:

1. Das gewöhnliche Zwillingsgesetz des Columbit: Zwillingsebene eine Fläche von e {201}. Es wurde dies Gesetz an Krystallen von Åneröd (Fig. 9, Tab. II) und namentlich häufig an denjenigen von Tangen bei Kragerö (Fig. 5, Tab. II) beobachtet.
2. Zwillingsebene eine Fläche von {203}; ein einziges Exemplar von Kure in Rygge (Fig. 10, Tab. II) beobachtet. Die beiden c-Achsen bilden bei diesem Gesetz mit einander einen Winkel von 118° 20′.
3. Zwillingsebene eine Fläche von {501}; wurde nur an einem einzigen Exemplar von Kjersund in Våler beobachtet.
4. Zwillingsebene eine Fläche von {150}; an einem einzigen Exemplar von Åneröd beobachtet (siehe meine frühere Beschreibung, l. c. S. 361; von dieser Beschreibung ist auch die Fig. 4, Tab. III reprodúcirt).

Von diesen Zwillingsgesetzen ist namentlich das erste von Interesse, durch die Ausbildung desselben an den Krystallen von Tangen bei Kragerö, wo nach {010} dicktafelige pseudohexagonale Drillinge nach diesem Gesetz nachgewiesen wurden.

Krystallographische Verwandtschaftsbeziehungen des Columbit zum Kalisalpeter und Aragonit.

Diese Drillinge (Tab. II, Fig. 6 & 7) mussten ganz natürlich die Frage von einer eventuellen Homoiomorphie des Columbit mit dem Kalisalpeter veranlassen. Chemisch sind die beiden Verbindungen



$$Fe[\overset{V}{Nb}O_3]_2 \quad \text{und} \quad K_2[\overset{V}{N}O_3]_2$$

ja sehr nahe analog zusammengesetzt. Es läge dann auch nahe daran zu denken, dass die Drillinge des Columbit nach {201} mit den Drillingen des Kalisalpeters nach {110} analog sein könnten und darnach einen Vergleich der Columbitkrystalle mit den Kalisalpeterkrystallen zu versuchen.

Nimmt man nun das Makrodoma {201} Schraufs am Columbit als Prisma {110}, das Brachydoma h {021} des Columbit auch in der neuen Stellung als {021}, indem die c-Achse als b-Achse und die b-Achse als c-Achse genommen werden, setzt sich das Achsenverhältniss des Columbit um in:

$$a' : b' : c' = 0.55891 : 1 : 0.6970,$$

während das Achsenverhältniss des Kalisalpeters nach Miller =

$$a : b : c = 0.5910 : 1 : 0.7011$$

ist. Ferner sind die Winkel nach der neuen Stellung des Columbit mit denjenigen des Kalisalpeters verglichen:

Columbit		Kalisalpeter	
e : e, (110) : (1$\bar{1}$0)	58° 24′	p : ′p (110) : (1$\bar{1}$0)	61° 10′ (Miller) — 60° 36′ (Rammelsberg)
i : i, (120) : (1$\bar{2}$0)	96° 22′	^{2}p : ^{2}p (120) : (1$\bar{2}$0)	99° 32′
k : ′k (041) : (04$\bar{1}$)	39° 26′	$q^4 : q^4$ (041) : (04$\bar{1}$)	39° 10′
h : ′h (021) : (02$\bar{1}$)	71° 18′	$q^2 : q^2$ (021) : (02$\bar{1}$)	71° 0′
t : t, (111) : (1$\bar{1}$1)	47° 7′	o : ′o (111) : (1$\bar{1}$1)	48° 38′
t : ′t (111) : ($\bar{1}$11)	91° 18⅔′	o : o′ (111) : ($\bar{1}$11)	88° 20′
t : t′ (111) : (11$\bar{1}$)	69° 59′	o : o, (111) : (11$\bar{1}$)	65° 41′

Die Formen des Columbit setzen sich dabei in folgender Weise um:

a	}100{	wird	umgesetzt	in	}100{
b	}010{	»	»	»	}001{
c	}001{	»	»	»	}010{
e	}201{	»	»	»	}110{
i	}101{	»	»	»	}120{
k	}011{	»	»	»	}041{
h	}021{	»	»	»	}021{
t	}241{	»	»	»	}111{

entsprechend den bei dem Kalisalpeter bekannten Formen. Diese Formen sind beim Kalisalpeter die herrschenden, und ausser denselben sind bei diesem nur ganz wenige andere bekannt; Rammelsberg führt ausserdem nur die Form }011{ an, welche beim Columbit (nach Schrauf's Stellung) einer nicht beobachteten Form }041{ entsprechen würde.

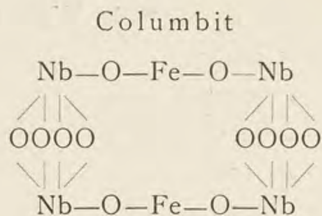
Die Zone }010{ : }001{ des Kalisalpeters entspricht somit auch den Winkelwerthen nach sehr nahe der Zone der Brachydomen beim Columbit; die Vertikalzone des Kalisalpeters mit der Drillingsbildung nach }110{ — mit Ausbildung pseudohexagonaler Drillinge —, entspricht der Makrodomenzone des Columbit mit Drillingsbildung nach }201{. Diese nahen Analogien können in Betracht der analogen chemischen Zusammensetzung nicht zufällig sein, sondern müssen als homoiomorphe (morphotropische) Verwandtschaftsbeziehungen gedeutet werden.

Den Hauptzonen des Columbit entsprechende Zonen finden sich auch und z. Th. ebenso charakteristisch ausgebildet beim Aragonit, wo der Zone e, n, s, π, t eine flächenreiche Zone hoher Pyramiden entspricht, während eine ebenso flächenreiche Brachydomenzone der Brachydomenzone des Columbit entspricht. Die Drillingsbildung nach }110{ ist wie bekannt auch bei dem Aragonit und bei den übrigen mit diesem homoiomorphen Carbonaten von Ba, Sr und Pb charakteristisch ausgebildet.

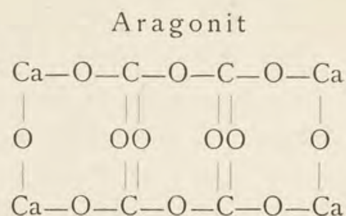
Aus unten näher anzugebenden Gründen dürfte es vielleicht wahrscheinlich sein, dass das Molekül des Columbit wenigstens als $Fe_2[NbO_3]_4$ aufzufassen sei. Sein Molekülarvolumen wäre dann etwa 126. Wenn wir daraus eine Schlussfolgerung auf die Grösse des Moleküls beim Aragonit ziehen dürften, wäre das Molekülarvolumen für den Aragonit $Ca_4[CO_3]_4$ = 136 (Sp. Gew. 2.95).

Nehmen wir, um einen näheren Vergleich besser zu veranschaulichen, für die beiden Mineralien die folgenden Constitutionsformeln an (siehe weiter unten):

Columbit

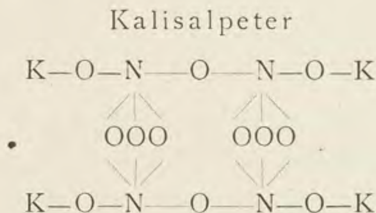


Aragonit



Ob diese Annahme berechtigt ist, muss dahinstehen; es zeigt sich nämlich zwischen den Molekülarvolumen der rhombischen Carbonate RCO_3 eine ziemlich geringe Übereinstimmung, sowie auch zwischen dem Molekülarvolumen des Aragonit und demjenigen des Kalisalpeters [1]. Da die Molekülarvolumen des Kalisalpeters und des Witherit indessen nahe übereinstimmen, und jedenfalls der Witherit und der Aragonit als homoiomorph angesehen werden müssen, scheint es unbedenklich, auch den Kalisalpeter als $K_4[NO_3]_4$ aufzufassen, in dem Falle, dass der Aragonit als $Ca_4[CO_3]_4$ (oder als $(Ca_2O)_2 . [C_2O_5]_2$?) aufgefasst werden könnte:

Kalisalpeter



Wenn man den Kalisalpeter (mit Molekularvolumen 97, resp. 194) mit dem Aragonit (mit Molekularvolumen 68, resp. 136) als homoiomorph ansehen kann, dann muss deswegen auch der Columbit (mit Molekularvolumen 63, resp. 126) mit beiden als homoiomorph angesehen werden können; wenn man vielleicht nicht den Begriff Homoiomorphie so weit ausdehnen möchte, lässt sich jedenfalls nicht leugnen, dass der Columbit zu diesen Mineralien nahe morphotropische Relationen erweist.

---

[1] Für die rhombischen Carbonate von Ca, Br, Sr und Pb sowie für KNO_3 wären die Molekülarvolumen für:

	Sp. Gew.	V		V
$Ca_2[CO_3]_2$	2.95	68	$Ca_4[CO_3]_4$	136
$Ba_2[CO_3]_2$ . . .	4.277	92	$Ba_4[CO_3]_4$	185
$Sr_2[CO_3]_2$	3.714	80	$Sr_4[CO_3]_4$	159
$Pb_2[CO_3]_2$ . . .	6.574	81	$Pb_4[CO_3]_4$	162
$K_2[NO_3]_2$	2.09	97	$K_4[NO_3]_4$	194

Krystallographische Verwandtschaftsbeziehungen des Columbit zu anderen Mineralien.

Brookit.

Die nahen Beziehungen des Columbit zum Brookit habe ich schon bei einer früheren Gelegenheit auseinandergesetzt[1]; ich werde dieselben auch hier kurz resumiren.

Die Achsenverhältnisse beider Mineralien sind bei analoger Aufstellung:

Columbit a : b : c = 0.40093 : 1 : 0.35867

Brookit a′ : b′ : c′ = 0.39608 : 1 : 0.37405.

Die Übereinstimmung der Winkel ergiebt sich aus der folgenden Zusammenstellung:

Brookit				Columbit	
m : m′	(130)	$(1\bar{3}0)$	99° 50′	m : m′	100° 31′
l : l′	(160)	$(1\bar{6}0)$	134° 21½′	y : y′	134° 51′
t : t′	(201)	$(\bar{2}01)$	124° 12′	e : e′	121° 36′
δ : δ′	(101)	$(\bar{1}01)$	86° 43½′	i : i′	83° 38′
x : x′	(032)	$(0\bar{3}2)$	58° 35½′	f : f′	56° 34′
o : o′	(131)	$(1\bar{3}1)$	78° 25′	o : o′	77° 27′
o : ′o	(131)	$(\bar{1}31)$	64° 17′	o : ′o	62° 41⅓′
o : o,	(131)	$(13\bar{1})$	68° 34′	o : o,	71° 6′
n : n′	(231)	$(2\bar{3}1)$	55° 24′	π : π′	55° 24′
n : ′n	(231)	$(\bar{2}31)$	102° 58½′	π : ′π	101° 24′
n : n,	(231)	$(23\bar{1})$	51° 24′	π : π,	51° 11′

Die genannten Formen {130} . {201} . {101} . {032} . {131} . {231} sind bei beiden Mineralien beobachtet und z. Th. herrschende Formen (neben den gemeinsamen Pinakoiden).

Auch die typische tafelförmige Ausbildung des Brookit an vielen alpinen Vorkommen erinnert an die gewöhnlichen tafelförmigen Columbittypen der Pegmatitgänge; der tafelförmige alpine Brookittypus ist auch in der That typologisch mehr verschieden von dem Arkansittypus, als von manchen tafelförmigen Columbiten. Auch die Winkeldifferenzen bei entsprechenden Formen des Columbit und des Brookit sind geringer als bei manchen Mineralien, welche ganz allgemein als isomorph angesehen werden.

[1] »Über den Mossit« etc. Krist. Vid.-Selsk. Skrifter, 1897, No. 7, S. 16—17.

Auf der anderen Seite kann nicht unerwähnt gelassen werden, dass zu der häufig herrschenden Pyramide *e* des Brookit keine entsprechende Form beim Columbit bekannt ist, und dass ebenfalls umgekehrt beim Brookit keine der herrschenden Columbitpyramide *u* entsprechende Form bekannt ist. Obwohl diese Unterschiede nicht unbedeutend sind, scheint dennoch die Ähnlichkeit in der Ausbildung und in den Achsenverhältnissen beider Mineralien so bedeutungsvoll, dass es in Betracht der vollkommenen Analogie der Krystallform der tetragonalen Modifikationen derselben, des Rutil auf der einen und des Mossit (resp. Tapiolith) auf der anderen Seite sehr wahrscheinlich ist, dass auch die Analogien der rhombischen Glieder eine reelle Bedeutung haben. Diese Auffassung wird auch namentlich dadurch bestätigt, dass erstens die krystallographisch dem Columbit vollkommen entsprechenden Mineralien der Euxenit-Polykrasreihe in der That aus einer Mischung von Metatitanaten mit Metaniobaten bestehen, und zweitens dadurch, dass wir auch in der tetragonalen Reihe jetzt ein Mineral kennen, in dessen Zusammensetzung ebenfalls $Fe[NbO_3]_2$ mit $FeTiO_3$ (und $(TiO)TiO_3$) zusammen eingeht, nämlich den Ilmenorutil.

Wolframit.

Schon längst haben G. Rose u. a. die krystallographischen Analogien des Wolframit mit dem Columbit erkannt; mehrere Wolframitanalysen zeigen auch einen ganz geringen Gehalt von Nb_2O_5 oder Ta_2O_5 [1], was durch eine kleine Einmischung der Columbitsubstanz oder der Tantalitsubstanz erklärt werden dürfte.

Das Achsenverhältniss des Wolframit ist (nach Des Cloizeaux):

$$a : b : c = 0.8300 : 1 : 0.86781, \beta = 89° 21.6'.$$

Werden die a-Achse und die b-Achse vertauscht, setzt sich dies um in

$$a' : b' : c' = 1.2048 : 1 : 1.0455, \alpha = 89° 21.6'$$

oder durch Theilung der Werthe für a' und c' mit 3

$$a'' : b'' : c'' = 0.4016 : 1 : 0.3485; \alpha = 89° 21.6',$$

während das Achsenverhältniss des Columbit ist:

$$a : b : c = 0.40093 : 1 : 0.35867.$$

Einige der häufigsten Formen des Wolframit setzen sich dabei in folgender Weise um:

---

[1] Siehe z. B. Rammelsberg »Mineralchemie«, II (1875), S. 288—289.

Wolframit			Entspr. Formen d. Columbit
a $\{100\}$	zu	$\{010\}$	b $\{010\}$
b $\{010\}$	»	$\{100\}$	a $\{100\}$
m $\{110\}$	»	$\{130\}$	m $\{130\}$
f $\{011\}$	»	$\{101\}$	i $\{101\}$
k $\{023\}$	»	$\{203\}$ [1]	q $\{203\}$ [1]
w $\{021\}$	»	$\{201\}$	e $\{201\}$
t $\{102\}$	»	$\{0\bar{3}2\}$	f $\{032\}$
y $\{\bar{1}02\}$	»	$\{032\}$	
o $\{\bar{1}11\}$	»	$\{131\}$	o $\{131\}$
ω $\{111\}$	»	$\{1\bar{3}1\}$	
s $\{\bar{1}21\}$	»	$\{231\}$	π $\{231\}$
σ $\{121\}$	»	$\{2\bar{3}1\}$	

Die nahe Übereinstimmung der Winkel ergiebt sich aus folgender Zusammenstellung (die Wolframitkrystalle auf das Verhältniss a″ : b″ : c″ berechnet):

Wolframit			Columbit	
m : m′	(130) : $(1\bar{3}0)$	100° 37′	m : m′	100° 31′
f : f′	(101) : $(\bar{1}01)$	81° 54′	i : i′	83° 38′
k : k′	(203) : $(\bar{2}03)$	60° 6′	q : q′	61° 40′
w : w′	(201) : $(\bar{2}01)$	120° 6′	e : e′	121° 36′
t : a	$(0\bar{3}2)$: $(0\bar{1}0)$	61° 43′	f : b	61° 54′
y : a′	(032) : (010)	62° 54′		
o : o′	(131) : $(\bar{1}31)$	62° 11½′	o : o′	62° 41′
ω : ω'	$(1\bar{3}1)$: $(\bar{1}\bar{3}1)$	61° 38′		
o : a	(131) : (010)	52° 0′	o : b	51° 16½′
ω : a′	$(1\bar{3}1)$: $(0\bar{1}0)$	51° 24′		
s : s′	(231) : $(\bar{2}31)$	100° 4′	π : π'	101° 24′
σ : σ'	$(1\bar{3}1)$: $(\bar{2}\bar{3}1)$	100° 3′		

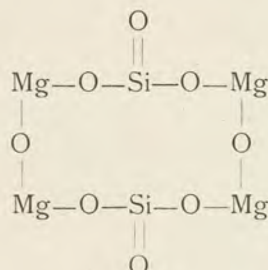
Auch der Habitus der Krystalle stimmt ziemlich gut. Besonders bemerkenswerth ist es, dass die Fläche k des Wolfram, ebenso wie die Fläche q des Columbit ausschliesslich als Zwillingsfläche bekannt ist.

Dass der Wolframit monoklin, der Columbit rhombisch ist, ist kein grösserer Unterschied als wir bei vielen anderen Mineraliengruppen finden, bei welchen die Verwandtschaft nicht zweifelhaft ist, so z. B. innerhalb der Pyroxengruppe, welche wie bekannt rhombische, monokline und trikline Glieder umfasst.

[1] Nur als Zwillingsfläche bekannt.

Olivin.

In einer neuerdings erschienenen Arbeit hat G. Tschermak den Olivin als ein Metasilikat[1] constatirt, von der Zusammensetzung: $(Mg_2O) \,.\, SiO_3$ oder:



Diese wichtige Entdeckung Tschermak's wirft nach vielen Seiten neues Licht nicht nur über die Auffassung der Stellung der chemischen Analogien zu der Frage über die homoiomorphen Beziehungen der Krystalle überhaupt, sondern auch für viele einzelnen Fragen. Dieselbe scheint auch für die Erklärung der krystallographischen Verwandtschaftsbeziehungen, mit denen wir uns in dieser Abhandlung beschäftigen, verwerthet werden zu können.

Der Olivin ist geometrisch offenbar mit dem Columbit, sowie mit dem Brookit und dem Pseudobrookit verwandt. Die Olivintafel entspricht, in der gleichen Weise gestellt, der Tafel des Brookit, sowie derjenigen des Pseudobrookit und des Columbit; mehrere Hauptformen sind dabei gemeinsam, und Winkel und Achsenverhältnisse nicht mehr abweichend, als sonst bei homoiomorphen Mineralien bekannt. Das häufigste und am meisten charakteristische Zwillingsgesetz des Columbit, nach e {201}, kommt bei gleicher Stellung auch am Olivin vor (nach h), bei beiden ausnahmsweise mit Ausbildung pseudohexagonaler Drillinge.

Die Achsenverhältnisse sind bei derartiger gleicher Aufstellung für:

	a : b : c
Columbit	0.40093 : 1 : 0.35867
Brookit	0.39608 : 1 : 0.37405
Pseudobrookit . . .	0.3798 : 1 : 0.3393
Olivin	0.41968 : 1 : 0.35790

Die Form d des Olivin entspricht bei dieser Aufstellung dem Prisma m des Columbit, h entspricht e, k entspricht i, r entspricht h und f entspricht o. Die Winkel entsprechen einander in folgender Weise:

[1] »Metasilikate und Trisilikate«. Sitzber. d. Wien. Akad. Math.-naturw. Kl. Bd. CXV, Febr. 1906; S. 10.

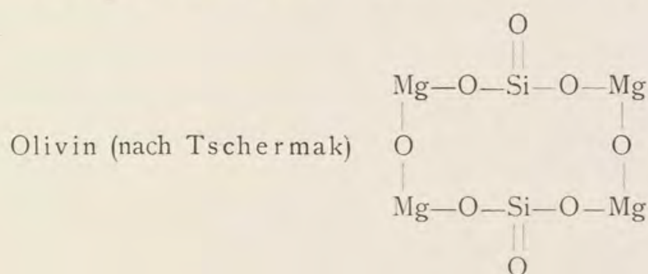
h : h	= 60° 47′	e : e	= 58° 24′
k : k	= 80° 54′	i : i	= 83° 38′
r : r	= 71° 11′	h : h	= 71° 18′
d : d	= 76° 54′	m : m	= 79° 29′
f : f	= 78° 30′	o : o	= 77° 27′
f : f	= 72° 13′	o : o	= 71° 6′
f : f	= 60° 19′	o : o	= 62° 41½′

Brookit und Pseudobrookit sammt Hübnerit etc.

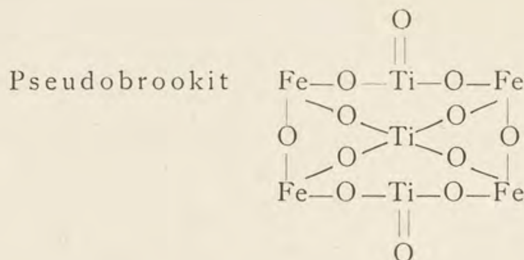
Ein ähnlicher Vergleich konnte für die übrigen genannten Mineralien durchgeführt werden.

Es ist nun von Interesse, dass auch der Pseudobrookit wie der Olivin ganz allgemein als eine Orthoverbindung angesehen worden ist, obwohl die krystallographische Übereinstimmung mit dem Brookit, welcher eine Metaverbindung sein muss, dagegen zu sprechen schien, nicht weniger als ein Gehalt an MgO in mehreren Pseudobrookitanalysen, welcher auch auf eine Verbindung $MgTiO_3$ zu deuten schien [1]. Durch den Vergleich mit dem Olivin scheint nun hier eine Erklärung der Zusammensetzung des Pseudobrookit möglich, welcher einerseits den krystallographischen Verwandtschaftsbeziehungen desselben, auf der anderen Seite der chemischen Stellung des Minerals Genüge zu thun scheint.

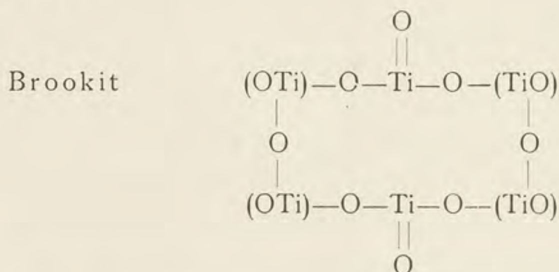
Die empirische Zusammensetzung des Olivin Mg_2SiO_4 muss, wie oben erwähnt, nach Tschermak als eine Verbindung $[Mg_2O]_2 . [SiO_3]_2$ gedeutet werden; in ähnlicher Weise lässt sich dann der Pseudobrookit $\overset{III}{F_4}Ti_3O_{12}$ als eine Verbindung: $[\overset{IV}{\overbrace{Fe_2O}}]_2 . [TiO_3]_2 . TiO_4$ deuten. Die Analogie lässt sich durch folgende Constitutionsformeln veranschaulichen:



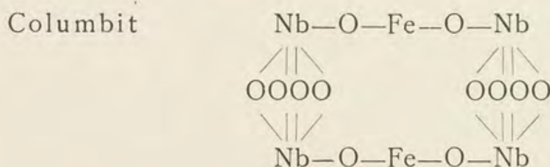
[1] In Lattermann's Analyse des Pseudobrookit vom Katzenbuckel 4.53 % MgO; nach dieser Analyse würde der Pseudobrookit empirisch bestehen aus: $MgTiO_3 + n\overset{III}{Fe_4} . Ti_3O_{12}$. Nach Cederström's Analyse des von mir entdeckten Pseudobrookit aus Havredal, Bamle, Norwegen, sollte derselbe bestehen aus $\overset{III}{Fe_4}Ti_3O_{12}$.



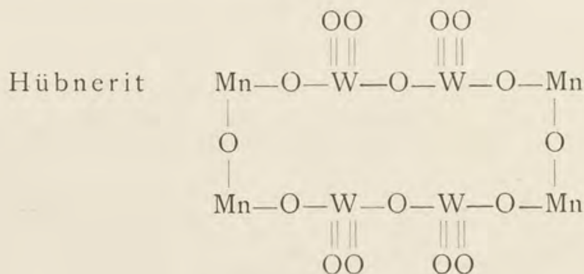
In ähnlicher Weise dürfte dann auch der Brookit wohl als eine Verbindung $(Ti_2O_3)_2 . [TiO_3]_2$ aufgefasst werden, wobei die zweiwerthige Gruppe (TiO) im Brookit einem zweiwerthigen Mg-Atom im Olivin entspricht.



In ähnlicher Weise müsste dann auch die Zusammensetzung des Columbit vielleicht gedeutet werden können als $Fe_2[NbO_3]_4$ nämlich:



eine Constitutionsformel, welche noch einer rhombischen Symmetrie entsprechen könnte, während der nahe verwandte monokline Wolfram vielleicht der Formel $[(Fe,Mn)_2O]_2 . [W_2O_7]_2$ entspricht, ebenso wie der Hübnerit der Formel $(Mn_2O)_2 . [W_2O_7]_2$:



Es verdient bei dieser Zusammenstellung des Olivin mit den Mineralien der Brookitreihe noch daran erinnert zu werden, dass auch im Olivin selbst TiO_2 eingeht[1].

Valentinit und Claudetit.

Krystallographische Analogien mit dem Columbit bieten endlich auch noch die Verbindungen:

Valentinit Sb_2O_3 mit dem Achsenverhältniss:

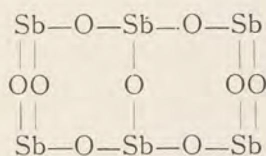
$$a : b : c = 0.3914 : 1 : 0.3367$$

Claudetit As_2O_3 mit dem Achsenverhältniss:

$$a : b : c = 0.4040 : 1 : 0.3445$$

$$\beta = 93^\circ 57'$$

Für den Valentinit könnten wir dann vielleicht (??) die folgende Constitutionsformel annehmen:



Der Typus der Krystalle erinnert zum Th. etwas an die Columbittafel; doch ist keine nähere Übereinstimmung vorhanden.

Pinakiolith und Chrysoberyll.

In einer früheren Arbeit[2] versuchte ich die Wahrscheinlichkeit einer krystallographischen Analogie (einer morphotropischen Beziehung) des Olivin zu den Mineralien der Chrysoberyll-Diaspor-Gruppe, sowie zum Pinakiolith (und Ludwigit) nachzuweisen.

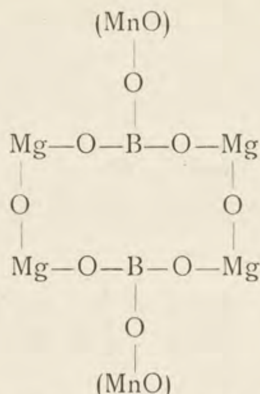
Der Pinakiolith hat nun die Zusammensetzung: $(Mg_2O).Mn.B.O_4$; wird diese empirische Formel zum Vergleich mit dem Olivin verdoppelt, erhält man die Zusammensetzung $(Mg_2O)_2 . Mn_2 . B_2 . O_8$, welche auch geschrieben werden könnte: $(Mg_2O)_2 . (MnO)_2 . [BO_3]_2$, während der Olivin nach Tschermak's Annahme $= (Mg_2O)_2 . [SiO_3]_2$ wäre.

Man hätte dann für den Pinakiolith folgende mit der Constitutionsformel des Olivin analoge Formel:

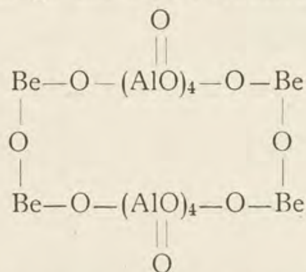
---

[1] Siehe namentlich die neueste Untersuchung des Titanolivin durch L. Brugnatelli. Zeitschr. f. Kryst. B. 39, S. 212, wo sich eine Zusammenstellung findet. Der Gehalt an TiO_2 geht auf 5 bis 6 % hinauf.

[2] W. C. Br. »Über die morphotropischen Beziehungen des Pinakiolith und des Trimerit zu verwandten Mineralien«. Zeitschr. f. Krystall. B. XVIII, S. 377 ff.



Für den Chrysoberyll könnte, bei Vierdoppelung der empirischen Formel $Be . Al_2O_4$, entsprechend die Constitutionsformel $(Be_2O)_2 . [(AlO)_4O_3]_2$ (gewissermassen an diejenige des Olivin erinnernd) gedacht werden:



In wie weit diesen Analogien irgend welche Bedeutung zugeschrieben werden darf, kann selbstverständlich nur durch künftige eventuelle Bestimmung der Grösse der Krystallmoleküle entschieden werden.

Das Achsenverhältniss des Pinakiolith muss, um einen näheren Vergleich mit dem Columbit zu gestatten, derartig berechnet werden, dass G. Flink's Prisma }310{ als }180{, die Zwillingsebene (dann nicht zugleich Verwachsungsebene, sondern senkrecht auf diese!) als }201{ genommen wird; man erhält dann das Achsenverhältniss a : b : c = 0.4491 : 1 : 0.3843. Diese Berechnung ist allerdings ziemlich künstlich, weil ein Prisma }180{ bei den Mineralien der Columbitreihe etc. nicht bekannt ist. Das Zwillingsgesetz des Pinakiolith könnte wohl auch mit dem beim Columbit bekannten Gesetz: Zwillingsebene }203{ verglichen werden.

Pucherit.

Endlich würde es noch nahe liegen, einen Vergleich des Columbit mit dem rhombischen Vanadat, dem Pucherit zu versuchen. Der Pucherit besteht empirisch aus $BiVO_4$. Wenn diese Zusammensetzung als ein Orthovanadat von Bi gedeutet werden sollte, hätte man am nächsten eine mit derjenigen des Fergusonit $YNbO_4$ analoge tetragonale Krystallform erwarten müssen. Da der Pucherit nun aber rhombisch

krystallisirt, liegt es näher eine Verwandtschaft mit dem Columbit zu vermuthen, welche auf eine Zusammensetzung $(BiO)_4 . [VO_3]_4$ deuten würde.

Für die Aufstellung des Pucherit zum näheren Vergleich mit dem Columbit orientirt erstens die Angabe Websky's, dass die Pucherit-krystalle gewöhnlich tafelartig nach seiner Fläche c {001}, und dass die Flächen von e {122} parallel zur Combinationskante mit dieser Fläche gestreift sind; die Columbitkrystalle sind gewöhnlich tafelartig nach den Flächen von b {010} nach der oben gewählten Schrauf'schen Stellung und die Flächen von u {111} sind gestreift parallel zur Combinations-kante mit dieser Form.

Wählen wir demnach Webky's Fläche c zu {010}, und seine Fläche e {122} als Grundpyramide {111} — wobei seine Achsen 2a : b : c sich zu a : b : c umsetzen — erhalten wir das neue Achsenverhältniss:

	Pucherit	Columbit
a′ : b′ : c′ =	0.4561 : 1 : 0.4281	0.40093 : 1 : 0.35867

Die Formen des Pucherit setzen sich auf dies neue Achsenverhältniss um berechnet in die dem Columbit entsprechenden Formen:

Pucherit		Columbit
a {100}	=	a {100}
b {010}	=	c {001}
c {001}	=	b {010}
m {110}	=	e {201}
w {012}	=	h {021}
x {011}	=	k {011}
e {122}	=	u {111}
n {112}	=	s {221}

Nur die Fläche ψ {544} des Pucherit, welche sich in {522} umsetzt, ist nicht bei dem Columbit bekannt.

Die Winkelwerthe entsprechen einander bei dieser Stellung beim Pucherit und beim Columbit in folgender Weise:

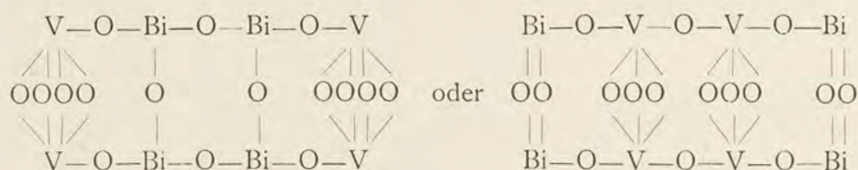
Pucherit (alte Stellung)		Columbit	
m : m′ (110) : $(\bar{1}10)$	123° 55′	e : e (201) : $(\bar{2}01)$	121° 36′
x : x, (011) : $(01\bar{1})$	46° 21′	k : k (011) : $(0\bar{1}1)$	39° 26′
w : w, (012) : $(01\bar{2})$	81° 9′	h : h (021) : $(0\bar{2}1)$	71° 18′
e : e, (122) : $(12\bar{2})$	34° 40′	u : u‴ (111) : $(1\bar{1}1)$	29° 55′
e : e′ (122) : $(\bar{1}22)$	81° 35′	u : u′ (111) : $(\bar{1}11)$	80° 9′
e : e‴ (122) : $(1\bar{2}2)$	88° 13′	u : u, (111) : $(11\bar{1})$	92° 7′
n : n, (112) : $(11\bar{2})$	43° 52′	s : s‴ (221) : $(2\bar{2}1)$	38° 35′
n : n′ (112) : $(\bar{1}12)$	109° 55′	s : s′ (221) : $(\bar{2}21)$	110° 57′
n : n‴ (112) : $(1\bar{1}2)$	51° 43′	s : s, (221) : $(22\bar{1})$	54° 50½′

Die Winkeldifferenzen, welche die morphotropische Wirkung der Ersetzung des Fe im Columbit mit $(BiO)_2$ im Pucherit, und der Niobsäure im Columbit mit Vanadinsäure im Pucherit repräsentiren, sind wie man sieht recht bedeutend, doch nicht grösser als in manchen anderen morphotropischen Gruppen (z. B. Ainigmatit verglichen mit gewöhnlicher Hornblende).

Eine gewisse Verwandtschaft lässt sich nach meiner Auffassung nicht verkennen; namentlich ist die Zone (001) : (100) wenig verschieden.

Was nun die Grösse des Moleküls beim Pucherit betrifft, so giebt darüber ein Vergleich der Molekülarvolumen vielleicht einige Auskunft; das Molekülarvolumen ist nämlich für den Pucherit $(BiO)_4 . [VO_3]_4 = 206$ sp. Gew. 6.249), während dasselbe für den Kalisalpeter $K_4[NO_3]_4 = 194$ ist.

Die Constitutionsformel des Pucherit könnte zum Vergleich mit denjenigen des Columbit und des Kalisalpeters etwa geschrieben werden:



Wenn man auf nähere Übereinstimmung des Molekülarvolumens Rücksicht nehmen wollte, wäre die letztere Formel des Pucherit vielleicht eher vorzuziehen (confr. die Formel des Kalisalpeters, S. 70).

Dass die oben angenommenen Constitutionsformeln für Columbit, Olivin, Brookit, Pseudobrookit etc. einigermassen wahrscheinlich sind, erhält eine gewisse Stütze darin, dass die Molekülarvolumen mehrerer derselben nicht allzu verschieden sind[1] und z. Th. ziemlich nahe übereinstimmen:

		Sp. Gew.	V
Columbit	$Fe_2[NbO_3]_4$	5.40	126
Pseudobrookit	$(Fe_2O)_2 . [TiO_3]_2 . TiO_4$ . .	4.39	125
Brookit	$(Ti_2O_3)_2 . [TiO_3]_2$	4.00	120
Hübnerit	$(Mn_2O) . [W_2O_7]_2$	7.30	166
Pucherit	$(BiO)_4 . [VO_3]_4$	6.25	206
Aragonit	$Ca_4 . [CO_3]_4$	2.95	136

[1] Cfr. G. T. Prior »Note on a connexion between the molecular volume and chemical composition of some crystallographically similar minerals«. Min. Magazine and Journ of the min. soc. London, Vol. 13, S. 217—223 (London 1903).

		Sp. Gew.	V
Kalisalpeter	$K_4 . [NO_3]_4$	2.09	194
Pinakiolith	$(Mg_2O)_2 . (MnO)_2 . [BO_3]_2$	3.88	100
Olivin (Forsterit)	$(Mg_2O)_2 . [SiO_3]_2$	3.20	88
Chrysoberyll	$(Be_2O)_2 . [(AlO)_4O_3]_2$	3.70	138
Valentinit	Sb_2O_3 (?)	5.56	(?)

Für einige der Glieder sind die Unterschiede in den Molekülarvolumen bedeutend, jedoch nicht viel mehr bedeutend als zwischen Gliedern anderer sicher homoiomorpher Reihen [1].

[1] So z. B. zwischen Aragonit und Witherit 135 resp. 185 oder zwischen Polianit und Plattnerit 35 resp. 55 u. s. w.

Euxenit; Scheerer und Polykras; Scheerer.

Der Euxenit wurde zuerst (1840) beschrieben von Th. Scheerer[1]. Das Mineral war entdeckt von Prof. B. M. Keilhau, in Jölster, in Söndfjord im westlichen Norwegen (N. Bergenshus Amt), von ihm an Prof. Scheerer zur Untersuchung übergeben und von diesem unter dem Namen Euxenit eingeführt.

Das zuerst unter diesem Namen beschriebene Mineral lag nicht in Krystallen, sondern nur in derben Stücken vor. Es ist demnach sehr unsicher, ob dies Mineral, dessen Vorkommen jetzt nicht mehr bekannt ist, in der That demselben Mineral angehörig gewesen ist, welches jetzt allgemein als Euxenit aufgeführt wird, das erst einige Jahre später (1847) ebenfalls von Scheerer[2] aus der Umgegend von Tvedestrand[3] (an der Südküste Norwegens) zuerst beschrieben, und dessen Krystalle mit dem Euxenit von Jölster identificirt wurden. Ein Vergleich der Zusammensetzung des sogenannten Euxenit von Jölster mit der Analyse z. B. des Blomstrandin[4] von Arendal zeigt nämlich mit dieser eine so grosse Übereinstimmung, dass es ebenso wahrscheinlich sein dürfte, dass das Mineral von Jölster in der That die Krystallform des Blomstrandin besessen hat.

	Blomstrandin, Arendal (nach Blomstrand)	Sog. Euxenit, Jölster (nach Scheerer)
Metallsäuren[5]	57.68	57.60
Yttererden	25.62	25.09
Ceritoxyde	2.48	3.14
(Fe,Mn)O	1.73	—
CaO	1.80	2.18
MgO	0.15	0.29
(ZnO, PbO, Na_2O, K_2O)	2.01	—
H_2O	2.56	3.97
	99.38	98.90

[1] Th. Scheerer. »Über den Euxenit, eine neue Mineralspecies«. Pogg. Ann. B. 40, S. 149 (1840).

[2] Th. Scheerer. »Untersuchung einiger Mineralien, welche tantalsäure-ähnliche Mineralsäuren enthalten. Pogg. Ann. B. 72, S. 566 (1847).

[3] Wie später von D. Forbes u. T. Dahll (Nyt Mag. f. Naturv. B. 8, S. 222; Kristiania 1855) mitgetheilt, war diese Lokalität nicht gerade bei Tvedestrand, sondern zwischen Tvedestrand und Arendal, bei Alve auf der Insel Tromö.

[4] Über Blomstrandin siehe weiter unten.

[5] Nb_2O_5, Ta_2O_5, TiO_2, SnO_2, ZrO_2, ThO_2.

Da die Originalstufen Scheerer's wohl kaum mehr existiren dürften, lässt sich diese Frage nicht mehr sicher entscheiden. In der Zwischenzeit zwischen der Beschreibung des derben (zweifelhaften) Euxenit von Jölster und des (später) typischen, krystallisirten Euxenit von Alve bei Arendal (Tvedestrand, Scheerer) beschrieb nun Prof. Scheerer unter dem neuen Namen Polykras wieder ein als von dem Euxenit verschieden angenommenes Mineral mit ähnlicher Zusammensetzung, von der Insel Hitterö, bei Flekkefjord, an der Südwestecke Norwegens [1]. Später sind der Euxenit und der Polykras gewöhnlich als zwei getrennte, verschiedene Mineralspecies aufgeführt worden, — wir werden unten sehen, mit welchem Recht.

Schon Scheerer war (1847) darauf aufmerksam, dass die beiden Mineralien einander sehr nahe stehen müssten. Als er die ersten Krystalle des Euxenit, von Alve bei Arendal, beschrieb, erwähnte er ausdrücklich, dass sie mit den Polykraskrystallen nahe übereinstimmend seien, mit den gemeinsamen Flächen P, ∞P, $\infty\breve{P}\infty$ und 2$\bar{P}\infty$ und mit denselben Winkeln (»Prisma 140°, Pyramide 152°«, für beide gleich!). Als Berechtigung einer Trennung der beiden Mineralien Euxenit und Polykras wird deshalb von Scheerer nicht verschiedene Krystallform angeführt; es wird aber weiter bemerkt: »In Farbe, Strich, Härte, Glanz und spec. Gew. stimmen beide Mineralien weniger vollkommen mit einander überein. Zu diesen Verschiedenheiten kommt der Gehalt des Polykrases an Zirkonerde, von welchem Bestandtheil ich im Euxenit keine Spur auffinden konnte. Gleichwohl bedingen diese Differenzen wohl kaum einen grösseren Unterschied, als solcher durch quantitativ verschiedenes Auftreten isomorpher Stoffe bedingt wird«.

Die von Scheerer angeführten Unterschiede in Farbe, Strich, Härte, Glanz und sp. Gew. existiren aber geradezu nicht, indem auch innerhalb der Vorkommen der »Euxenite« so grosse Variationen vorhanden sind, dass thatsächlich in diesen Beziehungen kein Unterschied vom Polykras fixirt werden kann. So variirt das sp. Gew. bei sonst typischen Euxeniten z. B. zwischen 4.67 (Mörefjær) und 5.1 (Eitland), während für den Polykras von Hitterö das sp. Gew. zu 4.97 bis 4.98 etc. bestimmt wurde. Und während einige Euxenite charakteristisch braunschwarz sind, zeigen andere eine rein sammtschwarze Farbe etc. Und was den nach Scheerer's Auffassung charakteristischen Gehalt an

[1] Th. Scheerer. »Über den Norit und die auf der Insel Hitteröe in dieser Gebirgsart vorkommenden mineralienreichen Granitgänge«. Gæa Norvegica, H. II, Kristiania 1844; S. 329. Siehe auch Pogg. Ann. B. 62, S. 430 (1844).

Zirkonerde beim Polykras betrifft, so ist dieser von späteren Analytikern nicht bestätigt worden, und kann somit auch nicht als Unterschied vom Euxenit aufrecht gehalten werden.

Es schien mir deshalb nöthig, die Frage über die Beziehungen des Polykras zum Euxenit zur genaueren Prüfung aufzunehmen, um sicher zu constatiren, ob die beiden Mineralien überhaupt wesentlich verschieden sind oder nicht.

Krystallographische Untersuchung von Euxenit und Polykras.

Alle älteren Messungen [1] an Krystallen von Euxenit und Polykras sind sehr ungenau, weil das Material keine genaueren Messungen erlaubte; sie sind deshalb auch unter sich sehr schlecht übereinstimmend. So wäre z. B.

am Euxenit:

$(111) : (\bar{1}11)$ . . .	78° 30′	(gem. P. Groth)	77° 28′	(gem. Th. Kjerulf)
	77° 2′	(ber. P. Groth)		
$(111) : (1\bar{1}1)$ . . .	25°	(ber. P. Groth)		
$(201) : (100)$ . . .	31°	(ber. P. Groth)	30° 30′	(gem. Th. Kjerulf)
			25° 30′	(gem. T. Dahll)
$(110) : (1\bar{1}0)$ . . .	40°	(gem. P. Groth)	39° 30′	(gem. Th. Kjerulf)
			54°	(gem. T. Dahll)

am Polykras:

$(111) : (\bar{1}11)$ . . .	81° 29′	(gem. W. C. Br.)	83° 21′	(ber. Scheerer)
$(111) : (1\bar{1}1)$ . . .	26° 7′	(ber. W. C. Br.)	28°	(gem. Scheerer)
$(201) : (100)$ . . .	28° 59′	(ber. W. C. Br.)	28°	(gem. Scheerer)
$(110) : (1\bar{1}0)$ . . .	38° 12′	(ber. W. C. Br.)	40°	(gem. Scheerer)

Selbst wenn man von den offenbar gänzlich unbrauchbaren Messungen von T. Dahll absieht, differiren dennoch die Messungen am Euxenit, sowie am Polykras selbst an jedem einzelnen der Mineralien mehrere Grade, und noch mehr die Messungen derselben Winkel einerseits am Euxenit, andrerseits am Polykras.

Ich fand es unter diesen Umständen von Interesse, wenn möglich die älteren Messungen mit besseren zu ersetzen. Es zeigte sich dann, bei einer Revision des ganzen, sehr bedeutenden Materiales von beiden Mineralien in der Sammlung des min. Instituts der Universität Kristiania,

[1] Siehe hierüber W. C. Br. »Unters. norw. Min. Zeitschr. f. Kryst. B. III, S. 483—486.

dass sich genau messbare Krystalle dieser Mineralien überhaupt nicht vorfanden; auf der anderen Seite ergab sich aber auch das Resultat, dass die Winkelmessungen der besten Krystalle beider Mineralien ungefähr innerhalb derselben Grenzen schwankten, so dass kein Grund dazu vorliegt, wesentliche Unterschiede in den Achsenverhältnissen des Polykrases und des Euxenit anzunehmen.

Unter den zahlreichen norwegischen Vorkommen von Euxenit habe ich kein einziges gefunden, welches so glänzende Flächen besitzt, dass die Winkel mit Reflexionsgoniometer gemessen werden konnten; fast bei sämmtlichen sind die Flächen mit einer dünnen, gewöhnlich grünen oder bläulich grauen, oder gelblichen Oxydationshaut bedeckt. Die allermeisten besitzen auch nicht hinreichend ebene Flächen, um mit Anlegegoniometer oder mittels angeklebter Glasblättchen einigermassen genau gemessen zu werden, und wenn dies der Fall ist, sind die Krystalle wieder meistens zu klein. Nur von zwei Vorkommen konnte ich im Ganzen 4 einigermassen brauchbare Krystalle auswählen, nämlich 3 von dem Vorkommen an der Insel Kragerö bei Fredrikstad (SO-Ecke des Kristianiafjords, in Smålenene, nicht zu verwechseln mit Kragerö in Bratsberg Amt, an der Südküste, W vom Langesundsfjord), und 1 von einem Vorkommen der Inselgruppe Hvaler, S von Fredrikstad, — alle mit matten, aber ebenen Flächen.

Vom Polykras wurden mit Reflexionsgoniometer im Ganzen 4 kleine Krystalle gemessen; die Messungen waren verhältnissmässig gut, aber immerhin keineswegs genau, und meistens wenig gut übereinstimmend, namentlich weil die Krystalle fast immer eigentlich Aggregate von mehreren, nur subparallelen Individuen sind.

An diesen ausgewählten Krystallen wurden folgende Messungen (sämmtlich an verschiedenen Winkeln) für die Berechnung des Achsenverhältnisses zu Grunde gelegt:

	Polykras:
(111) : ($\bar{1}$11)	82° 19′
	83° 45′
	81° 55′
	81° 51′
	82° 34′
	83° 27′
	82° 9′
M.	82° 34′

(110) : (1$\bar{1}$0)		41° 21′
		41° 38′
		41° 32′
	M.	41° 30′

Ziemlich nahe dieselben Mittelwerthe wurden für den Euxenit erhalten, so für:

(111) : ($\bar{1}$11)		83° 38′
		81° 10′
		82° 40′
		83° 29′
		81° 1′
	M.	82° 24′

Es ergab sich daraus, dass die früheren Messungen des Winkels (111) : ($\bar{1}$11) der Pyramide des Euxenit wahrscheinlich zu niedrig gewesen sind, und dass kein nennenswerther Unterschied dieses Winkels an den beiden Mineralien vorhanden ist. Was den Winkel (110) : (1$\bar{1}$0) des Prismas betrifft, so ist dieser schon früher für beide Mineralien als nahezu gleich angenommen, und zwar ungefähr = 40°. Meine besten Messungen scheinen zu zeigen, dass auch dieser Winkel etwas grösser sein dürfte, etwa = $41\frac{1}{2}°$.

Ich lege deshalb die folgenden Mittelwerthe zu Grunde:

(111) : ($\bar{1}$11)	82° 34′
(110) : (1$\bar{1}$0)	41° 30′

woraus das Achsenverhältniss:

$$a : b : c = 0.3789 : 1 : 0.3527.$$

Dies Achsenverhältniss, welches jedenfalls auch nur ziemlich unsicher und wenig genau ist, darf dann auch annäherungsweise als dasjenige des Euxenit angenommen werden. Es muss dabei jedoch bemerkt werden, dass die etwas abweichende chemische Zusammensetzung der Euxenite und der Polykrase (sowie der verschiedenen Mischungen der Euxenite unter einander, und der verschiedenen Mischungen der Polykrase unter einander) es wahrscheinlich macht, dass die verschiedenen Glieder der Euxenit-Polykras-Reihe eine Serie verschiedener, ob auch kaum beträchtlich verschiedener Achsenverhältnisse haben.

Auf das oben berechnete Achsenverhältniss bezogen, ergeben sich für die wichtigsten Winkel der Euxenit-Polykras-Mineralien ungefähr folgende Werthe:

	Berechn.	Gemessen	Columbit Berechnet
$(110):(1\bar{1}0)$ . . .	*41° 30′	*41° 30′	43° 42′
$(130):(1\bar{3}0)$ . . .	97° 19′	—	100° 31′
$(111):(1\bar{1}1)$ . . .	28° 57′	28° (Scheerer Pol.)—29° 15′ (W. C. Br.; Eux.)	29° 55′
$(111):(010)$ . . .	75° 31½′	75° 5′—75° 22′ (Eux.)—74° 19′—76° 56½′ (Pol.)	75° 2½′
$(111):(\bar{1}11)$ . . .	*82° 34′	*82° 34′	80° 9′
$(111):(100)$ . . .	48° 43′	48° 23—48° 28′ (Pol.)	49° 55½′
$(111):(11\bar{1})$ . . .	90° 15′	—	92° 7′
$(111):(110)$ . . .	45° 7½′	—	46° 3½′
$(131):(1\bar{3}1)$ . . .	75° 30′	—	77° 27′
$(131):(\bar{1}31)$ . . .	65° 11′	—	62° 41′
$(131):(13\bar{1})$ . . .	70° 45′	—	71° 6′
$(201):(\bar{2}01)$ . . .	123° 31′	—	121° 36′
$(201):(100)$ . . .	28° 14½′	28° (Scheerer Pol.)	29° 12′

Wie der Vergleich mit den entsprechenden Winkeln bei dem Columbit zeigt, ist der Unterschied nicht bedeutend, obwohl immerhin bemerkenswerth; die Annäherung der Winkel und der Achsenverhältnisse, sowie die vollkommene Analogie der Ausbildung der Krystalle machen es ganz unzweifelhaft, dass die Mineralien der Euxenit-Polykrasreihe in der That mit dem Columbit homoiomorph und der Columbitreihe angehörig sind.

Die Typen der Mineralien der Euxenit-Polykras-Reihe sind zum grössten Theil ziemlich nahe entsprechend auch aus der Typen-Reihe des Columbit bekannt.

Der gewöhnlichste Euxenit-Typus (siehe Fig. 1, Tab. III) ist genau entsprechend am Columbit von Tangen, bei Kragerö (siehe Fig. 8 & 11, Tab. II) bekannt. Am meisten eigenthümlich ist der charakteristische linealförmige Typus der Polykrase von Hitterö (siehe Fig. 3, 5 & 6, Tab. III), sehr allgemein so stark ausgezogen nach der c-Achse, dass die Länge der Krystalle 10 bis 15 Mal grösser als die Breite und bis zu 40 bis 50 Mal grösser als die Dicke der Lineale ist. Die Combinationen bleiben aber dabei noch immer dieselben: {010} . {110} . {111}, gewöhnlich dazu noch mit {100} und {201}, seltener auch mit {101}, {131} und anderen Formen. Andere Vertikal-Prismen als {110} sind weder beim Euxenit noch beim Polykras bekannt.

So charakteristisch nun auch diese langen linealförmigen Krystalle des Polykrases sind, so sind sie doch durch alle Übergänge mit dem gewöhnlichen Euxenittypus verbunden, indem kürzere und dickere Krystalle auch vom Polykras keineswegs fehlen.

Von Hidden und Macintosh ist es erwähnt, dass die Vertheilung der Flächen auf Krystallen mit beiden Enden z. Th. auf einen Hemimorphismus deuten solle. Bei den norwegischen Krystallen ist dies

nicht der Fall; eine Anzahl von Krystallen von Euxenit von der Insel Kragerö bei Fredrikstad, sowie viele Krystalle von Polykras, theils von Hitterö (Rasvåg), theils von Iveland (Frikstad), mit beiden Enden gut ausgebildet, zeigten keine Andeutung einer Hemimorphie, ebenso wenig wie Andeutung eines monoklinen Krystallsystemes. Charakteristisch ist für die Polykras-Krystalle, und theilweise auch für die Euxenit-Krystalle eine Flächenstreifung auf allen Flächen parallel zu ihrer Trace von {010}; es muss aber diese Flächenstreifung, welche auch beim Columbit auftritt, am wahrscheinlichsten als eine Combinationsstreifung (nicht als eine Zwillingsstreifung, welche das monokline System, oder im rhombischen Systeme eine polare b-Achse voraussetzen würde) gedeutet werden.

Charakteristisch für die Zugehörigkeit der Mineralien der Euxenit-Polykras-Reihe zur Columbitreihe ist auch noch das Auftreten des allgemeinsten Zwillingsgesetzes des Columbit, nämlich Zwillingsebene eine Fläche von {201}. Nach diesem (auch von Hidden und Macintosh auf Krystallen von S. Carolina beobachteten) Gesetze finden sich beim Polykras von Rasvåg, Hitterö, sehr eigenthümliche blattförmige Zwillinge (siehe Fig. 7 a & b, Tab. III). Dieselben sind bei einer Länge von ca. $2\frac{1}{2}$—4 cm. nur 1 bis 2 mm. dick, dünn plattenförmig nach {010}, mit starker Streifung nach der Kante {010} . {110}. In einer Einsammlung von Polykrasmaterial von Rasvåg, Hitterö, durch Herrn Amanuensis Jac. Schetelig (1906) fanden sich drei gut ausgebildete Exemplare dieser dünnplattigen Zwillinge, welche früher nicht beobachtet sind.

Vergleich der chemischen Zusammensetzung von Polykras und Euxenit.

Um auch für den Vergleich der chemischen Zusammensetzung beider Mineralien eine bessere Grundlage zu schaffen, war Prof. C. W. Blomstrand so freundlich, eine neue Analyse des ursprünglichen typischen Vorkommens der zuerst bekannten Krystalle von Euxenit, Alve auf der Insel Tromö bei Arendal, auszuführen. Zum Vergleich der (unter I) angeführten Analyse ist nebenbei auch das Mittel der beiden Analysen Rammelsbergs des Polykrases von Hitterö angeführt[1].

[1] Ich habe es richtig gefunden, das Mittel von Rammelsbergs Analysen zu nehmen, da sie beide an Material von demselben Vorkommen ausgeführt sind (es giebt nur ein Haupt-Vorkommen von Polykras auf Hitterö, nämlich der Pegmatitgang von Rasvåg); es dürften sich dadurch die Fehler der jetzt ziemlich alten (1870) Analysen besser ausgleichen. Ferner habe ich (nach einer Erläuterung von Prof. Blomstrand) als das Atomgewicht der Yttererden, anstatt des von Rammelsberg benutzten (253) ein etwas höheres, 275, angenommen.

	I. Euxenit, Alve.	Quotientz.		II. Polykras, Hitterö.	Quotientz.	
Nb_2O_5	27.64	0.1039	0.1063	22.75	0.0849	0.0894
Ta_2O_5	1.27	0.0024		2.00	0.0045	
SiO_2	0.17	0.0028	0.3240	—	—	0.3475
TiO_2	25.68	0.3210		27.84	0.3475	
SnO_2	0.18	0.0012		—	—	
ZrO_2	Spur	—		—	—	
ThO_2	3.58	0.0136	0.0352	—	—	0.0243
UO_2	5.83	0.0216		6.66	0.0243	
$(Ce,La,Di)_2O_3$	2.20	0.0069	0.1077	2.78	0.0085	0.1235
$(Y,Er)_2O_3$ [1]	27.73	0.1008		31.65	0.1150	
Al_2O_3	Spur	—		—	—	
FeO	1.13	0.0157	0.0460	1.58	0.0208	0.0208
MnO	0.16	0.0025		—	—	
MgO	0.06	0.0015		—	—	
CaO	1.08	0.0193		—	—	
PbO	0.63	0.0032		—	—	
Na_2O	0.18	0.0029		—	—	
K_2O	0.09	0.0009		—	—	
H_2O	2.55	0.1417		3.51	0.1950	
	100.16			98.77		

Die Analysen können in folgender Weise berechnet werden:

	I. Euxenit, Alve.	II. Polykras, Hitterö.
$(\overset{II}{R},\overset{I}{R}_2)O$	0.0460	0.0208
M_2O_5	0.0460	0.0208
$\overset{II}{R}[MO_3]_2$	0.0920	0.0416
$(U,Th)O_2$	0.0352	0.0243
TiO_2	0.0704	0.0486
$(U,Th).[TiO_3]^2$	0.1056	0.0729
R_2O_3	0.0201	0.0229
M_2O_5	0.0603	0.0686
$\overset{III}{R}[MO_3]_3$	0.0804	0.0915
R_2O_3	0.0876	0.1006
$(Ti,Si,Sn)O_2$	0.2628	0.3018
$\overset{III}{R}_2.[(Ti,Si,Sn)O_3]_3$	0.3504	0.4024

Die Berechnung fordert 0.0092, entspr. 0.74 % TiO_2 mehr als gefunden.

Die Berechnung fordert 0.0029, entspr. 0.23 TiO_2 mehr als gefunden.

---

[1] Atomgewicht 275, entsprechend 15.55 Y_2O_3, 12.22 Er_2O_3.

In der Analyse des Euxenit von Alve verhalten sich

$(Nb,Ta)_2O_5 : (Ti,Si,Sn)O_2 = 0.1063 : 0.3240 = 1 : 3.05$ oder $= 1 : 3$.

In der Analyse des Polykrases von Hitterö verhalten sich

$(Nb,Ta)_2O_5 : TiO_2 = 0.0894 : 0.3475 = 1 : 3.89$ oder ca. $= 1 : 4$.

Dieser Umstand, ganz isolirt gesehen, kann aber nicht wohl zu einer Trennung des Euxenit vom Polykras berechtigen; denn bei anderen Euxeniten und Polykrasen ist dies Verhältniss auch verschieden. Anders wenn man eine grössere Reihe von Analysen berücksichtigt.

Eine Zusammenstellung der übrigen, sicher auf Euxenit und Polykras (durch Untersuchung an krystallographisch der Euxenit-Polykras-Reihe sicher zugehörigen Substanzen) zu beziehenden Analysen[1] wird dies zeigen:

	Alve (Rammelsberg)	Eitland (Rammelsberg)	Eitland (A. A. Prandtl)	Karra akunguak (Christensen)	Henderson Co. (Hidden & Macintosh)	Greenville Co. (Hidden & Macintosh)	
Nb_2O_5	35.09	33.39	31.69	30.71	19.48	19.37	
TiO_2	21.16	20.03	18.17	24.93	29.31	28.51	
ZrO_2	—	—	1.76	—	—	1.01	(SiO_2)
Y_2O_3	27.48	14.60	}	}	}	}	
Er_2O_3	3.40	7.30	} 28.33	} 28.43	} 27.55	} 21.23	
Ce_2O_3 etc. . .	3.17	3.50	}	}	}	}	
UO_2	4.78	12.12	12.66	9.08	13.77	19.47	
Al_2O_3	—	—	2.81	—	—	—	
FeO	1.38	3.25	1.18	3.63	2.87	2.47	(+ 0.18 Fe_2O_3)
CaO	—	1.36	—	0.48	—	0.68	
PbO	—	—	0.06	—	—	0.46	
Na_2O	—	0.82	—	0.40	—	—	
Glühverlust .	2.63	2.40	3.01	2.63	5.18	4.46	(+ 0.12 unlösl.)
	99.09	98.77	99.67	100.29	98.16	97.96	

Diese Zusammenstellung zeigt, dass das Verhältniss $Nb_2O_5 : TiO_2$ innerhalb dieser Mineralgruppe stark schwankend ist.

[1] Ausser diesen Analysen hat Rammelsberg noch einen Euxenit von Mörefjær analysirt; es ist doch nicht sicher, dass dies Mineral auch Euxenit (und nicht Blomstrandin?) gewesen ist (Mon. Ber. d. Berl. Akad. 1871, Aug.). Eben o hat Prandtl (»Über einige neue Bestandteile d. Euxenits«. Inaug. Diss. München 1901, S. 14) noch zwei angebliche Euxenitanalysen angeführt, eine von »Arendal«, welche ebensogut an Blomstrandin ausgeführt sein kann, ebenso eine von Brevik, welche ganz sicher nicht auf Euxenit (auch nicht auf Blomstrandin, vielleicht eher auf ein mit Polymignyt verwandtes Mineral?) zu beziehen ist. Der von ihm analysirte Euxenit von Hitterö stammte nach gütiger

Euxenit von Eitland (Rammelsberg)	$Nb_2O_5 : TiO_2$	= 0.1245 : 0.2506	= 1 : 2.01	oder 1 : 2
— » — (Prandtl)	—»—	= 0.1182 : 6:2415	= 1 : 2.04	= 1 : 2
— » Alve (Rammelsberg)	—»—	= 0.1309 : 0.2645	= 1 : 2.02	= 1 : 2
— » — (Blomstrand)	—»—	= 0.1063 : 0.3240	= 1 : 3.05	= 1 : 3
(— » Karra akunguak (Christensen)	—»—	= 0.1145 : 0.3116	= 1 : 2.75	= 4 : 11)
Polykras von Hitterö (Rammelsberg)	—»—	= 0.0894 : 0.3475	= 1 : 3.89	= 1 : 4
— » Greenville (Hidden & Macint.)	—»—	= 0.0722 : 0.3564	= 1 : 4.94	= 1 : 5
— » Henderson(—»—)	—»—	= 0.0723 : 0.3663	= 1 : 5.09	= 1 : 5

(NB. Unter Nb_2O_5 ist auch Ta_2O_5, unter TiO_2 auch SnO_2 und SiO_2 sammt ZrO_2 einbegriffen).

Es ist sehr bemerkenswerth, dass das Verhältniss der M_2O_5-Verbindungen zu den RO_2-Oxyden ($RO_2 = TiO_2$, SnO_2, SiO_2) bei den Polykrasen und Euxeniten, (wie bei den Blomstrandinen; siehe weiter unten) zwar bei den verschiedenen Vorkommen verschieden ist, aber immer ein stöchiometrisches Verhältniss zu sein scheint[1]. Bei den geometrisch einem anderen Typus angehörigen Mineralien der Blomstrandin-Aeschynit-Gruppe variirt dies stöchiometrische Verhältniss der einzelnen Glieder (siehe unter Blomstrandin) zwischen 1 : 2 (Swaziland), 1 : 4 (Arendal) und 1 : 6 (Hitterö). Würde man deshalb unter der Bezeichnung Polykras Mineralien vom Euxenittypus mit Verhältniss $M_2O_5 : TiO_2 = 1 : 4$ oder $1 : 5$ von den typischen Euxeniten mit diesem Verhältniss $= 1 : 2$ oder $1 : 3$ unterscheiden, dann müsste mit demselben Recht auch dem Blomstrandin vom Swaziland (als dem Polykras chemisch entsprechend) ein neuer Name zum Unterschied von den typischen Blomstrandinen von Arendal und Hitterö gegeben werden.

Es scheint mir nach dem obenstehenden einleuchtend, dass Polykras und Euxenit in allen Beziehungen einander so nahe stehen, dass sie

---

Mittheilung von Herrn Cand. min. A. Guldberg nicht von Hitterö, sondern von Eitland. — Über den Euxenit von Karra akunguak (Öst-Grönland) siehe O. B. Bøggild, Mineralogia groenlandica«. Medd. om Grönland, B. 32, 1905 (Kopenhagen) S. 512. Ein von L. Andersen Aars analysirtes (Inaug. Diss. Freiburg in Br. 1905, S. 27) Mineral, angeblich Euxenit, war derbes Material ohne nähere Lokalitätsangabe, ist also nicht mit Sicherheit Euxenit gewesen.

Über die Polykrasanalysen von Hidden & Macintosh siehe Am. Journ. of Sc. B. 41, (1891) S. 423. — Der angebliche Polykras von Slättåkra in Småland, Schweden wurde von Blomstrand analysirt (Minnesskrift Fys. Sällsk. Lund, 1878); da das von ihm analysirte Material derb war und Krystalle nicht gefunden wurden, kann das Mineral ebensowohl der Blomstrandinreihe angehörig gewesen sein.

[1] Für die Analyse von Karra akunguak scheint diese Erfahrung nicht bestätigt; da sämmtliche andere gute Analysen ein stöchiometrisches Verhältniss zeigen, dürfte es aber vielleicht möglich sein, dass der Gehalt an Säuren RO_2 (TiO_2, SiO_2, SnO_2, ZrO_2) zu niedrig bestimmt ist.

deswegen wohl unter einem gemeinsamen Speciesnamen zusammengefasst werden könnten. Es würde sich dann zunächst fragen, ob für diesen Namen am liebsten der Name Euxenit oder der Name Polykras fixirt werden sollte. Da es wohl möglich sein dürfte, dass das zuerst als Euxenit beschriebene Mineral von Jölster in der That ein Blomstrandin gewesen ist, sollte eigentlich der Name Polykras die Priorität haben. Da aber andererseits der Name Euxenit mehr eingebürgert ist, würde es nach meiner Ansicht doch praktisch vortheilhafter sein, den allgemein gebrauchten Namen Euxenit als Namen der ganzen Mineraliengattung zu fixiren.

Auf der anderen Seite kann es aber nicht ganz unberücksichtigt gelassen werden, dass die beiden als Euxenit und als Polykras bezeichneten Mineralien, obwohl ganz unzweifelhaft krystallographisch sehr nahe gleich und in chemischer Beziehung eine continuirliche Reihe bildend, dennoch in so fern verschieden sind, als die bis jetzt als Euxenit bezeichneten Glieder der Reihe (welche, so viel bis jetzt bekannt, auch in ihrem Habitus gewisse charakteristische Eigenthümlichkeiten aufweisen), relativ reicher an Niobaten. die als Polykras bezeichneten dagegen wieder umgekehrt relativ reicher an Titanaten zu sein scheinen.

Es dürfte deshalb wohl am Ende dennoch bequem und berechtigt sein, für die beiden Mineralien die bis jetzt gebrauchten Namen, als Namen der beiden Endglieder einer homoiomorphen Reihe zu behalten (wie z. B. Enstatit und Hypersthen etc.); dies Verfahren stimmt mit der bis jetzt üblichen Sitte.

Es dürfte dann wohl am besten sein, Glieder mit einem Verhältniss $M_2O_5 : TiO_2 = 1 : 4$ bis $1 : 6$ (und mehr) als Polykrase, Glieder mit diesem Verhältniss $= 1 : 3$ und weniger als Euxenite zu fixiren. Es wird sich wahrscheinlich herausstellen, dass die beiden Typen in der Regel auch habituell durch äussere Eigenschaften getrennt werden können (die Polykrase durch linealförmige Krystalle von meistens rein schwarzer Farbe, die Euxenite durch dickere prismatische Krystalle oft mit charakteristischer Oxydationshaut etc.); ohne eine vollständige Analyse wird die Unterscheidung aber wohl nicht selten unsicher sein können.

Norwegische Fundorte von Euxenit und Polykras.

a. Euxenit.

1. Kragerön, s. von Fredrikstad. Diese grosse Insel, an der Mündung des Glommen, besteht z. gr. Th. aus Granitit; in demselben kommen auch granitische Pegmatitgänge mit dem gewöhnlichen Charakter vor. Einer von diesen führte zahlreiche kleine (höchstens 2—3 cm. lange) Krystalle von Euxenit, zusammen mit vorzüglichen Krystallen von hellgelbem Xenotim[1] ({111}.{001}.{331}.{110} etc., fast immer in regelmässiger Verwachsung mit kleinen tiefbraunen Krystallen von Zirkon).

Die Euxenitkrystalle von Kragerön (Fig. 2, Tab. III) sind in ihrem Typus etwas verschieden von den meisten anderen norwegischen Vorkommnissen von Euxenit, indem in der Vertikalzone in der Regel die Flächen von {110} stark vorherrschend sind, mit relativ schmaler Abstumpfung von {010} und {100}; am Ende sind wie gewöhnlich die Flächen von {111} und dann die Flächen von {201} herrschend. Ausser diesen Flächen wurden nur diejenigen von {130} und {131} als schmale Abstumpfungen und nur ausnahmsweise beobachtet. Die Krystalle sind gewöhnlich recht wenig ausgezogen nach der c-Achse und zeigen häufig beide Enden ausgebildet. Sie sind immer von einer bläulichgrauen oder gelblichgrauen Oxydationshaut bedeckt, die Flächen sind aber häufig sehr eben und gut ausgebildet, und nur deshalb auch mit Anlegegoniometer schwierig messbar, weil die Krystalle gewöhnlich ziemlich klein sind, häufig nur ca. 1—2 cm. lang, bei einer Breite von 1.5—2 cm. (nach der b-Achse) und nur 0.5 bis 1 cm. dick (nach der a-Achse).

Die Krystalle dieses Vorkommens gehören zu den allerbesten mir bekannten von dem Euxenit. Die Farbe wie gewöhnlich schwarz, mit sehr starkem Glanz an den muscheligen Bruchflächen.

2. Hvaler, bei Fredrikstad. Von einem Pegmatitgang dieser grossen Inselgruppe erhielt die Sammlung der Universität 1895 einige wenige Krystalle von Euxenit von ungewöhnlich guter Ausbildung; sie sind, wie die Euxenitkrystalle in der Regel, dicktafelig nach den vorherrschenden Flächen von {010}, sonst mit den gewöhnlichen Formen {110}, {100} und z. Th. {130} (schmal), und am Ende {111}, {201} sammt {001}. Der grösste und beste Krystall war 2.5 cm. lang in der Richtung der c-Achse, 1 cm. dick (nach der b-Achse) und ca. 2 cm. nach der a-Achse. Oxydationshaut grau.

[1] Früher von mir beschrieben in Geol. Fören. i Stockholm Förh. B. VI, S. 750—751 (1884).

Aus den zahlreichen Pegmatitgängen in der Umgegend von Moss (in Moss Kirchspiel, Rygge, Råde, Våler etc.) ist der Euxenit bis jetzt nicht bekannt. Er scheint hier durchgehends von dem Columbit, oder von Samarskit, Mossit, Yttrotantalit, Fergusonit etc. ersetzt.

Auch aus der an Pegmatitgängen so reichen Umgegend von Kragerö und Risör ist der Euxenit nur als Seltenheit bekannt (aus dem Kalstadgang) und muss jedenfalls hier sehr sparsam vorkommen.

Um so zahlreicher sind die Vorkommen von Euxenit an den Pegmatitgängen der Küste zwischen Tvedestrand und Arendal, der Gegend, aus welcher Euxenit in Krystallen zuerst von Scheerer beschrieben wurde. Die einzelnen Vorkommen hier genauer zu beschreiben würde nur wenig Interesse darbieten, da sie einander meistens sehr ähnlich sind. Die Sammlung der Universität besitzt deutlich krystallisirte Euxenite von folgenden Vorkommen:

3. Alve auf der Insel Tromö, das ursprünglich von Scheerer und später von Th. Dahll erwähnte Vorkommen.

4. Helle; 5. Mörefjær; 6. Röstöl; 7. Salterö, alle am Festlande.

Die Krystalle dieser Vorkommen sind gewöhnlich schlecht ausgebildet, am häufigsten mit grünlich oder bläulich grauer Haut, klein, gewöhnlich tafelartig nach {001}, mit den allgemeinen Formen {010}, {110}, {100}, {111}, {201} sammt häufig auch {001}; vereinzelt sind die Flächen von {110} vorherrschend wie an den Krystallen von Kragerön bei Fredrikstad. Allgemein verbreitet sind desmin-ähnlich verwachsene Aggregate von dicht zusammengehäuften subparallelen Tafeln nach {010} (confr. Fig. 7, Tab. I). Die Krystalle sind deshalb fast nie einigermassen gut messbar, was die grossen Differenzen früherer Messungen am Euxenit erklärt.

8. Ein unbekanntes Vorkommen von »Arendal« führte derartige grosse, ganz rauh begrenzte Krystallstöcke von Euxenit, von 5 cm. Länge und noch mehr.

An mehreren der Gänge bei Arendal sind grosse Massen von derbem, schwarzem Euxenit in Hunderten von Kilogrammen für technische Zwecke gewonnen.

Aus der Umgegend von »Kristiansand« sind bei mehreren Gelegenheiten ziemlich grosse, derbe Stücke eines schwarzen, dem Euxenit ähnlichen Minerals an die Sammlung der Universität eingekommen; da keine Krystallflächen an den Stücken bewahrt waren, lässt sich eine sichere Bestimmung nicht ausführen.

Dagegen ist eine Anzahl ausgezeichneter Vorkommen von Euxenit bekannt aus der Umgegend von Lindesnes, an der SW-Ecke des Landes. Erstens von

9. Svinör, ca. 2 norw. Meilen östl. von Lindesnes. Von einem Pegmatitgang hier erhielt die Sammlung der Universität (1897) mehrere grosse, bis mehrere Kilogr. schwere Massen von Euxenit; diese Massen sind rauh begrenzte Krystallaggregate von desminartig subparallel verwachsenen Krystallen, mit gelber Oxydationskruste (Fig. 7, Tab. I).

10. Auch von Eitland bei Lindesnes sind (1892) grosse, schwarze, kleinmuschelige Massen und rauhe Krystallaggregate mit gelber Verwitterungskruste eingekommen. Hier sollen übrigens auch recht hübsche grosse Einzel-Krystalle von Euxenit früher gefunden sein.

11. Spangereid, Lister; von dieser Lokalität besitzt das mineralogische Museum der Universität Berlin einen grossen rauhen Krystall (ca. 4 cm. $\times$ 2 bis 3 cm $\times$ 2 cm.) von dem gewöhnlichen Typus. Sowohl von Eitland als von Spangereid sollen früher bedeutende Massen von Euxenit als Material für die Darstellung von Thoriumsalzen etc. in den Handel gekommen sein.

12. Endlich besitzt die Sammlung der Universität auch ein Paar Handstücke mit kleinen, recht gut begrenzten Krystallen von Euxenit von Hitterö; diese Krystalle sind 1 bis 1½ cm. lang, von der gewöhnlichen dicktafeligen Form (mit {010}. {110}. {100}. {201} und {111}). Sie sind an den Flächen matt, aber ohne Oxydationshaut und sind beim ersten Anblick durch ihre ungewöhnliche schwarzbraune Farbe dem Blomstrandin von Hitterö recht ähnlich. In der einen Stufe fand sich auch eine kleine Tafel von Blomstrandin mit dem Euxenit zusammen (Prof. J. H. L. Vogt leg.). —

Eine Gegend reich an granitischen Pegmatitgängen, welche wie es scheint sehr häufig Euxenit führen, sind die Kirchspiele Iveland und Evje im Sætersdal (30—50 Km. nördl. von Kristiansand, im inneren Theil des Landes). Aus dieser Gegend sind bekannt folgende Vorkommen von Euxenit:

13. Molland, in Iveland; kleine braune Krystalle von Euxenit, von dem gewöhnlichen Typus (Cand. min. A. Guldberg).

14. Korbuland, S. von Omdalslonene in Iveland; von hier sammelte Amanuensis P. Schei (1903) grosse schöne Stufen mit hübschen, obwohl nicht genauer messbaren Krystallen von braunschwarzem Euxenit, mit dem gewöhnlichen Typus.

15. Tveit in Iveland; rauhe Krystalle, denjenigen der Vorkommnisse bei Arendal sehr gleich.

16. Landsværk in Evje; von dem grossen Feldspathbruch hier sammelte ich selbst (1902), P. Schei (1903) und Hornemann (1905) theils grosse derbe Massen, theils Handstücke mit grösseren und kleineren, meistens rauhen Krystallen von schwarzem, stark glänzendem Euxenit. Die Krystalle haben die gewöhnliche Form und Combination; an keinem Vorkommen ist die allgemein verbreitete Neigung der Euxenitkrystalle zu einer garbenförmigen Aggregatbildung, ähnlich wie die Desminkrystalle, mehr ausgesprochen als bei diesem Vorkommen. Es sollen von hier grosse Massen von derbem Euxenit in den Handel gekommen sein.

b. Polykras.

1. Rasvåg auf der Insel Hitterö, bei Flekkefjord. Dies ist das alte typische, zuerst von Scheerer beschriebene Vorkommen von Polykras; das Mineral, welches hier mit Xenotim, Malakon etc. zusammen vorkommt, findet sich fast nur in den bekannten, gewöhnlich linealförmigen kleinen schwarzen Krystallen, die stellenweise an dem Gang recht allgemein verbreitet waren. Die oben erwähnten blattförmigen Zwillinge nach {201} kommen verhältnissmässig selten vor.

2. Veisdal Feldspathbruch auf Hitterö. Von diesem zweiten Vorkommen auf der Insel Hitterö brachte P. Schei (1903) ein Paar ganz kleine, aber gut ausgebildete Krystalle, genau mit denjenigen von Rasvåg übereinstimmend.

Ausser von Hitterö ist der Polykras bis jetzt aus Norwegen nur von einer Anzahl Pegmatitgängen in den Kirchspielen Evje und Iveland im Sætersdal bekannt; er wurde hier (1903) entdeckt von Amanuensis P. Schei von folgenden Vorkommen:

3. Bergegangen, bei Landsværk, Evje; ein Paar lange Lineale des gewöhnlichen Typus: {100}.{010}.{201}.{110}.{130}, und bisweilen {111}.

4. Åsland, Evje; Lineale begrenzt von {010}.{100}.{110} und {201}.

5. Omland; Evje; mehrere cm. lange, ganz dünne schwarze Lineale, z. Th. nur begrenzt von {010}.{100} und {201}.

6. Lidet Feldspathbruch, bei Galteland in Evje; die gewöhnlichen Typen, doch z. Th. ausserdem mit der Basis {001}; ein Krystall ist nur begrenzt von {100}.{010} und {201}.

An einem zweiten Schurf bei Galteland fand Schei kleine tafelartige Krystalle, welche vielleicht eher dem Euxenit angehörig sind.

7. Frikstad Feldspathbruch, in Iveland; von dieser Stelle brachten Schei (1903) und Schetelig (1906) einige Stufen mit kleinen schwarzen Krystallen (zusammen mit Krystallen von Xenotim und grossen, ganz

dünnen Tafeln von Titaneisenerz); ob dieselben dem Polykras oder vielleicht eher dem Euxenit angehörig sind, konnte ohne Analyse nicht sicher entschieden werden, obwohl ihre nahe Übereinstimmung mit dem Polykras von Rasvåg, Hitterö, es wahrscheinlich macht, dass sie diesem Mineral angehörig sind. Auch die Paragenesis (mit Malakon und Xenotim etc.) ist dieselbe.

Der Euxenit und der Polykras sind somit von ca. 25 verschiedenen norwegischen Vorkommen bekannt. Diese Zahl repräsentirt doch vielleicht nur einen kleineren Theil der Vorkommen, von welchen diese Mineralien in den letzten 20 Jahren in den Handel gebracht sind. Dieser Reichthum an norwegischen Fundorten der sonst so spärlich vertretenen Mineralien ist um so mehr bemerkenswerth, als wenigstens der typische Euxenit ausserhalb Norwegens bis jetzt nur von ein Paar Fundorten in Grönland bekannt ist. Der Polykras ist, wie bekannt, auch von einem Vorkommen vier Meilen von Marietta, Greenville Co., Süd-Carolina, sowie von Henderson Co., Nord-Carolina, beschrieben.

Blomstrandin; Brøgger (und Priorit; Brøgger).

Im Jahre 1879 publicirte ich[1] eine krystallographische Beschreibung eines schwarzen, in schönen, grossen Krystallen vorgefundenen Minerals von einem granitischen Pegmatitgang bei Urstad auf der Insel Hitterö (nahe bei Flekkefjord) an der SW-Ecke Norwegens. Die mit Reflexionsgoniometer ausgeführten Messungen führten auf ein Achsenverhältniss, das mit demjenigen des Aeschynit von Miask recht nahe übereinstimmte, obwohl die Krystalle durchgehends einen abweichenden Typus zeigen, nämlich eine tafelförmige Ausbildung nach {010}, während die Krystalle des Aeschynit von Miask nach der c-Achse prismatisch ausgezogen sind. Da die chemische Zusammensetzung des Minerals von Hitterö damals nicht bekannt war, konnte ich dasselbe nicht mit Sicherheit zum Aeschynit hinführen, sondern musste mich damit begnügen, das Mineral als »entweder Aeschynit oder eine mit Aeschynit isomorphe Substanz« zu charakterisiren, und ich präcisirte diese Auffassung ausdrücklich durch die weitere Bemerkung, dass eine sichere Bestimmung des Minerals »allein durch eine genaue chemische Analyse« möglich sei.

Im letzten Theil der 80-er Jahre war nun Professor C. W. Blomstrand in Lund so freundlich, diese beschwerliche analytische Untersuchung vorzunehmen, und zwar nicht nur an Material, das ich ihm von den Hitterö-Krystallen gesandt hatte, sondern auch an Krystallen eines zweiten, unterdessen von mir erhaltenen Vorkommens aus der Umgegend Arendals. Diese Krystalle zeigten eine mit denjenigen der Hitterö-Krystalle genau übereinstimmende krystallographische Ausbildung, als dicke Tafeln nach {010} und mit derselben Flächencombination, weshalb auch eine nahe chemische Analogie vermuthet werden musste, was denn auch durch die Analyse Blomstrands bestätigt wurde.

Viele Jahre sind vergangen, seitdem mir die Resultate dieser analytischen Untersuchungen von Prof. Blomstrand übersandt wurden; ich hoffte immer Zeit dazu zu finden, eine ausführliche Bearbeitung sämmtlicher südnorwegischen Vorkommen der Mineralien mit seltenen Erden und Säuren publiciren zu können. Andere Arbeiten kamen indessen dazwischen und so geschah es, dass ich erst viele Jahre nach

[1] Zeitschr. f. Kryst. & Min. B. III, P. 481 ff. und Tab. XIII, Fig. 18 & 19.

dem Tode meines hochverehrten Mitarbeiters jetzt endlich dazu gekommen bin, wenigstens einige Mittheilungen über die von ihm auf meine Veranlassung chemisch untersuchten norwegischen Mineralien vorlegen zu können. Es ist denn auch natürlich, dass ich schon im ersten Theil dieser Mittheilungen die Gelegenheit benutze, ein von ihm analysirtes Mineral, welches sich als eine neue Species herausgestellt hat, nach ihm zu nennen; dasselbe soll mit Recht seinen Namen tragen, wenn ich es ihm zu Ehren hiermit als *Blomstrandin* bezeichne[1].

Unten sollen zuerst Blomstrands Analysen der beiden Vorkommen von Hitterö (I) und von Arendal (II) angeführt werden; nebenbei ist unter III eine Analyse G. T. Prior's von einem ebenfalls der Blomstrandin-Aeschynit-Reihe angehörigen, von ihm beschriebenen[2] Mineral von Swaziland angeführt.

	I	II	III
Nb_2O_5 . . .	17.99	23.35	36.68
Ta_2O_5 . . .	0.89	1.15	—
TiO_2	32.91	27.39	21.89
SnO_2	0.12	0.18	0.29
SiO_2	0.38	0.40	2.12
ZrO_2	Spur	1.33	—
UO_2	4.01	5.35	0.49
UO_3	—	—	2.14
ThO_2	7.69	4.28	0.61
$(Y,Er)_2O_3$ . .	28.76	25.62	17.11
$(Ce,La,Di)_2O_3$.	1.97	2.48	4.32
FeO	1.48	1.43	5.63
MnO	0.27	0.30	0.19
CaO	1.02	1.80	4.12
ZnO	—	0.09	—
PbO	0.06	0.84	—
MgO	0.04	0.15	0.22
Na_2O	0.22	0.90	—
K_2O	0.19	0.18	—
H_2O	1.88	2.56	3.69
	99.88	99.78	99.50

[1] Nicht zu verwechseln mit dem früher von G. Lindström (Geol. Fören. i Stockholm Förhandl. B. III, P. 162; 1894) beschriebenen Blomstrandit, ein tantal-niobsaures sammt titansaures Salz von Uran, mit etwas CaO und FeO, von Nohl bei Götaelv. Dies Mineral ist nicht in Krystallen bekannt und seine Stellung ist zweifelhaft.

[2] G. T. Prior. »Minerals from Svaziland«. Min. Mag. B. XII (1899), P. 97.

Beide Analysen sind Mittel aus mehreren Bestimmungen; so wurden in der Analyse I z. B. bestimmt:

$(Nb,Ta)_2O_5$	18.61 und 19.25	Mittel 18.88
TiO_2	33.35 » 32.48	» 32.91
ThO_2	7.61, 7.94 und 7.53	» 7.69
UO_2	3.80, 4.34 » 3.91	» 4.01
Yttererden	28.40 und 29.12	» 28.76

etc.

Das Molekülargewicht der Yttererden wurde bestimmt zu 271.6, woraus folgen würde, dass dieselben aus etwa 17.00 Y_2O_3 und 11.76 $(\mathit{Er},Tb,Ytb.)_2O_3$ bestehen sollten.

In der Analyse II wurde z. B. bestimmt:

Titansäure und Niobsäure zusammen 51.89, 51.72, 52.14, Mittel 51.89

ZrO_2 1.33, 1.55, Mittel 1.33

ThO_2 4.22, 4.35 und 4.27, Mittel 4.28

UO_2 5.33 und 5.36, Mittel 5.35

Yttererden 25.63 und 25.61, Mittel 25.62.

Das Molekülargewicht der Yttererden wurde bestimmt zu 274, woraus folgern würde, dass dieselben aus etwa 15.80 Y_2O_3 und 9.83 $(\mathit{Er},Tb,Ytb.)_2O_3$ bestehen sollten.

Die Analysen Blomstrands habe ich versucht in folgender Weise zu berechnen:

	I. Blomstrandin, Hitterö.			II. Blomstrandin, Arendal.		
Nb_2O_5	0.0676	0.0696		0.0877	0.0903	
Ta_2O_5	0.0020			0.0026		
TiO_2	0.4114	0.4185		0.3424	0.3596	
SnO_2	0.0008			0.0012		
SiO_2	0.0063			0.0064		
ZrO_2	—			0.0096		
UO_2	0.0148	0.0440		0.0198	0.0361	
ThO_2	0.0292			0.0163		
Y_2O_3 etc.	0.1059	0.1120		0.0935	0.1011	
Ce_2O_3 etc.	0.0061			0.0076		
FeO	0.0205	0.0438	0.0513	0.0200	0.0648	0.0812
MnO	0.0038			0.0039		
CaO	0.0182			0.0321		
ZnO	—			0.0011		
PbO	0.0003			0.0038		
MgO	0.0010			0.0039		
Na_2O	0.0035	0.0075		0.0145	0.0164	
K_2O	0.0020			0.0019		

entsprechend:

$(\overset{II}{R},\overset{I}{R_2})O$	0.0513	0.0812
$(Nb,Ta)_2O_5$	0.0513	0.0812
$(\overset{II}{R},\overset{I}{R_2}) . [(Nb,Ta)O_3]_2$.	0.1026	0.1624
$(U,Th)O_2$	0.0183	0.0091
$(Nb,Ta)_2O_5$	0.0183	0.0091
$[(U,Th)O] . [(Nb,Ta)O_3]_2$	0.0366	0.0182
$(U,Th)O_2$	0.0257	0.0270
TiO_2	0.0514	0.0540
$(U,Th) . [TiO_3]_2$ . . .	0.0771	0.0810
$(Y,Ce)_2O_3$	0.1120	0.1011
TiO_2	0.3360	0.3033
$(Y,Ce)_2[TiO_3]_3$	0.4480	0.4044

NB. Unter TiO_2 ist TiO_2, SnO_2, SiO_2 und ZrO_2 verstanden. Diese Berechnung stimmt für den Blomstrandin von Arendal sehr genau, indem die Berechnung nur einen Rest von 0.18 % TiO_2 giebt.

Für den Blomstrandin von Hitterö stimmt die Berechnung etwas weniger genau, da hier ein Rest von ungesättigtem TiO_2, entsprechend 2.49 % übrig bleibt. Diese weniger genügende Übereinstimmung ist kaum dadurch zu erklären, dass ein entsprechender Theil des H_2O-Gehaltes (etwa 0.56 %) als wesentlich aufgefasst werden sollte.

Der Vergleich der beiden Analysen ist sehr erläuternd für das Verständniss der Zusammensetzung des Blomstrandin. Das Mineral besteht offenbar aus Metasalzen der Niobsäure (theilweise ersetzt von Tantalsäure) und der Titansäure (theilweise ersetzt von SiO_2, SnO_2, ZrO_2). Das Verhältniss der Niobsäure zu der Titansäure ist bei dem Blomstrandin:

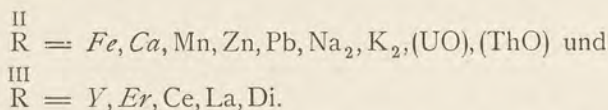
von Swaziland . . . $(\mathit{Nb},Ta)_2O_5$: $(\mathit{Ti},Si,Sn,Zr)O_2$ = 0.1370 : 0.2749 = 1 : 2.00 = 1 : 2
» Arendal . . . . —»— : —»— = 0.0903 : 0.3596 = 1 : 3.98 = 1 : 4
» Hitterö . . . . . —»— : —»— = 0.0696 : 0.4185 = 1 : 6.01 = 1 : 6

Es zeigt sich demnach, dass TiO_2 und Nb_2O_5 oder Salze von $HNbO_3$ und H_2TiO_3 einander in diesen Mineralien in ganz verschiedenem Verhältniss mit Beibehalten der Krystallform ersetzen können. Es ist aber eine auffallende und bemerkenswerthe Thatsache, dass sie — wie es in

genau entsprechender Weise auch in der Euxenit-Polykras-Reihe der Fall ist — einander wie es scheint, nicht, wie bei isomorphen Verbindungen gewöhnlich, in beliebigen, sondern nur in ganz bestimmten Verhältnissen ersetzen.

Ebenso zeigt der Vergleich beider Analysen, dass die zweiwerthigen Elemente in verschiedenen beliebigen Verhältnissen theils von $[\overbrace{(U,Th)O}^{II}]$ theils von den dreiwerthigen Elementen Y, Er, Ce, La, Di ersetzt werden können.

Der Blomstrandin besteht somit aus Salzen der Metaniobsäure und der Metatitansäure von



$$\overset{II}{R} = \mathit{Fe}, \mathit{Ca}, Mn, Zn, Pb, Na_2, K_2, (UO), (ThO) \text{ und}$$
$$\overset{III}{R} = \mathit{Y}, \mathit{Er}, Ce, La, Di.$$

Im Blomstrandin von Hitterö verhalten sich die Salze der Metaniobsäure $HNbO_3$ zu denjenigen der Metatitansäure H_2TiO_3 wie 1 : 3, im Blomstrandin von Arendal ist das Verhältniss wie 1 : 2, im Blomstrandin vom Swazilande endlich wie 1 : 1.

Der Wassergehalt ist bei der oben angeführten Berechnung gar nicht berücksichtigt, aus dem Grunde, weil es als unzweifelhaft angesehen werden darf, dass derselbe secundär sein muss, jedenfalls bis auf geringe Spuren, welche der Zusammensetzung des Minerals ursprünglich angehörig gewesen sein könnten; der Blomstrandin ist, wie alle anderen in der Natur bekannten Niobate etc. von seltenen Erden, ein amorphes metamiktes Mineral, und beim Blomstrandin, wie bei den übrigen metamikt umgewandelten Mineralien, ist die Umwandlung (Umlagerung des Moleküls) von Wasseraufnahme begleitet gewesen.

Vergleichen wir nun die Zusammensetzung des Blomstrandin mit derjenigen des Aeschynit von Miask, so ergiebt sich, wie man sieht, wesentlich der Unterschied, dass der Blomstrandin ein Titano-Niobat von Yttererden ist, der Aeschynit ein entsprechendes Salz von Ceritoxyden. Unten ist zum näheren Vergleich die Analyse Blomstrands des Blomstrandin von Hitterö mit der Analyse Rammelsberg's[1] von dem uralischen Aeschynit angeführt:

[1] Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1877 (B. 29), P. 815—818; siehe auch Zeitschr. f. Kryst. & Min. B. III, P. 102.

	Blomstrandin Hitterö	Aeschynit Miask
Nb_2O_5	17.99	32.51
Ta_2O_5	0.89	—
TiO_2	32.91	21.20
SnO_2	0.12	—
SiO_2	0.38	—
UO_2	4.01	—
ThO_2	7.69	17.55
$(Y,Er)_2O_3$	28.76	3.10
$(Ce,La,Di)_2O_3$	1.97	19.41
FeO	1.48	3.71 [1]
MnO	0.27	—
CaO	1.02	2.50
PbO	0.06	—
MgO	0.04	—
Na_2O	0.22	—
K_2O	0.19	—
H_2O	1.88	— [2]
	99.88	99.98

Rammelsberg's Analyse ist jetzt ziemlich alt (1877) und kann kaum als erschöpfend angesehen werden; die Trennungsmethoden waren damals noch viel ungenügender als heute.

Es ist demnach kaum zweifelhaft, dass sich z. B. unter seiner ThO_2 auch noch andere Erden verbergen etc., so dass eine Berechnung der Analyse sich nicht befriedigend ausführen lässt, um so mehr als Rammelsberg nicht die Atomgewichte seiner Fällungen angiebt.

Eine Berechnung des Aeschynit von Miask, basirt auf Rammelsberg's Analyse giebt:

268	Nb_2O_5	0.1213	
80	TiO_2	0.2650	
265	ThO_2	0.0662	
270	$(Y,Er)_2O_3$	0.0115	0.0707
328	$(Ce,La,Di)_2O_3$	0.0592	
160	Fe_2O_3	0.0232	0.0678
56	CaO	0.0446	

[1] Fe_2O_3.
[2] Der (sekundäre) Wassergehalt ist nicht angegeben.

Berechnet man das Fe_2O_3 als FeO erhält man:

RO	0.0678
Nb_2O_5	0.0678
$R[NbO_3]_2$	0.1356
ThO_2	0.0535
Nb_2O_5	0.0535
$(ThO).[NbO_3]_2$ . .	0.1070
ThO_2	0.0127
TiO_2	0.0254
$Th.[TiO_3]_2$	0.0381
$(Ce,Y)_2O_3$	0.0707
TiO_2	0.2121
$(Ce,Y)_2[TiO_3]_3$ . . .	0.2828

Es bleibt dabei ein Rest von 2.20 % TiO_2 ungesättigt.

Auch der Aeschynit von Miask enthält somit offenbar eine Mischung von metaniobsauren und metatitansauren Salzen von zweiwerthigen und dreiwerthigen Elementen, zum Unterschied vom Blomstrandin, aber mit vorherrschenden Ceritoxyden, anstatt der Yttererden des letzteren. Nach der Analyse Rammelsberg's sollte im Aeschynit von Miask das Verhältniss der Salze der Metaniobsäure $HNbO_3$ zu denjenigen der Metatitansäure H_2TiO_3, wie in dem von Prior analysirten Mineral von Swaziland, ungefähr = 1 : 1 sein.

Der Aeschynit von Miask wäre somit ein Cerium-Aeschynit, der Blomstrandin von Hitterö, Arendal etc. ein Yttrium-Aeschynit. Wie ich früher nachgewiesen habe, sind die beiden Mineralien in geometrischer Beziehung homoiomorph, mit ziemlich nahe übereinstimmenden Achsenverhältnissen, obwohl mit verschiedenem Typus.

Das spec. Gewicht wurde für den Aeschynit von Miask von Kokscharow u. Rammelsberg = 5.12—5.17 angegeben; für den Blomstrandin von Arendal wurde dasselbe bestimmt = 4.91, für denjenigen von Hitterö = 4.93 bis 4.82.

Norwegische Vorkommen des Blomstrandin.

1. Urstad auf der Insel Hitterö, bei Flekkefjord.

Dies zuerst beschriebene Vorkommen hat sowohl die am besten ausgebildeten, als auch die grössten und zahlreichsten Krystalle des Minerals geliefert.

Die krystallographische Ausbildung der Krystalle dieses Vorkommens habe ich früher (l. c.) beschrieben. Die Krystalle sind immer tafelartig nach b }010{, mit vorherrschender Combination: b }010{, n }130{ und c }001{; zu diesen Flächen gesellen sich recht häufig auch x }021{, bisweilen so stark ausgebildet, dass die Basisfläche sehr stark oder vollständig zurücktritt und somit die Combination b }010{, n }130{ und x }021{ resultirt. Endlich treten, namentlich an kleinen Krystallen, auch die Flächen von m }110{, r }120{, p }111{, d }101{ sammt c }001{ mit den vorherrschenden Flächen von b }010{, n }130{ und x }021{ zusammen auf. Immer ist aber die Tafelform nach }010{ ausgesprochen, und immer ist die Tafelebene }010{ selbst horizontal gestreift. (Siehe Fig. 2, 4 und 7, Tab. IV und Fig. 4, Tab. V).

Die Krystalle von Urstad Feldspathbruch haben z. Th. eine bedeutende Grösse erreicht; der grösste Krystall in der Mineraliensammlung der Universität Kristiania ist, obwohl nur ein Bruchstück, doch beinahe 3 Kilogramm schwer. Es sind aber Klumpen von reinem Blomstrandin ca. 20 Kilogramm schwer gefunden. Die am besten messbaren Krystalle sind ganz kleine, kaum 1 cm. grosse, dünne, in Feldspath eingewachsene Tafeln vom Typus der Fig. 4, Tab. IV gewesen.

Der Blomstrandin von Urstad ist sehr tief braunschwarz gefärbt, stark, beinahe halbmetallisch, glänzend und mit ziemlich grossmuscheligem Bruch. Die Krystalle sind auf den Krystallflächen theils rein schwarz, theils mit einer ganz dünnen braunen Oxydationshaut überzogen. Die Krystallflächen sehen beim ersten Anblick selbst an den grossen Tafeln sehr eben und gut ausgebildet aus; wenn man dieselben am Reflexionsgoniometer näher betrachtet, erscheinen sie doch fast durchgehends mit kleinen Vertiefungen und Unebenheiten allerlei Art versehen, so dass die Messungen — nur mit seltenen Ausnahmen — bei weitem weniger gut sind, als man beim ersten Anblick erwarten sollte. Nur ganz kleine Krystalltafeln von 2 bis 3 mm. Dicke und weniger als 1 cm. hoch und breit geben einigermassen gute Messungen.

Da mein Material etwas grösser und besser war, als im Jahre 1879, habe ich das gesammte Material neu gemessen und daraus ein neues, wie ich annehmen darf, genaueres Achsenverhältniss berechnet.

Für diese Berechnung wurden folgende Messungen als die besten zu Grunde gelegt:

p : p $(111) : (1\bar{1}1)$ . . . 42° 17′

p : m $(111) : (110)$ . . . 32° 44′

woraus:

a : b : c = 0.4746 : 1 : 0.6673.

			Berechnet	Gemessen
c : x	$(001) : (021)$	. . .	53° 9½′	—
x : b	$(021) : (010)$	. . .	36° 50½′	36° 35′
x : x	$(021) : (0\bar{2}1)$	. . .	106° 19′	—
d : d	$(101) : (\bar{1}01)$	. . .	109° 8′	—
d : a	$(101) : (100)$	. . .	35° 26′	—
p : ′p	$(111) : (1\bar{1}1)$	. . .	*42° 17′	*42° 17′
p : p′	$(111) : (\bar{1}11)$	. . .	98° 55′	—
p : p,	$(111) : (111)$	. . .	65° 28′	—
p : m	$(111) : (110)$	. . .	*32° 44′	*32° 44′
p : b	$(111) : (110)$	. . .	68° 51½′	68° 52′
m : m	$(110) : (1\bar{1}0)$	. . .	50° 47′	51° 8′
m : b	$(110) : (010)$	. . .	64° 36½′	64° 26′
m : r	$(110) : (120)$	. . .	18° 7′	(16° 56′—18° 43′)
r : ′r	$(120) : (1\bar{2}0)$	. . .	87° 1′	—
r : b	$(120) : (010)$	. . .	46° 29½′	(47° 30′)
r : n	$(120) : (130)$	. . .	11° 24½′	(10° 17′—11° 47′)
n : n	$(130) : (1\bar{3}0)$	. . .	109° 50′	109° 32′
n : b	$(130) : (010)$	. . .	35° 5′	(34° 43′—35° 43′)

Für die meisten Messungen ist die Übereinstimmung mit den berechneten Werthen nicht besonders gut; trotzdem halte ich das Achsenverhältniss für verhältnissmässig genau, da die beiden zu Grunde gelegten Messungen gut waren. Ein genauerer Vergleich mit dem Achsenverhältniss des Aeschynit von Miask lässt sich nicht durchführen, da die Messungen an diesem noch bedeutend weniger genau gewesen sind, als diejenigen am Blomstrandin.

2. Unbekanntes Vorkommen von der Insel Hitterö.

Mit der Etikette Hitterö erhielt ich Mitte der 90-er Jahre eine geringe Anzahl Krystalle von Blomstrandin mit etwas abweichendem Aussehen und etwas anderem Typus als die Krystalle von Urstad; bei näherer Nachfrage konnte ich nur die Auskunft erhalten, dass diese Krystalle nicht von dem Pegmatitgang bei Urstad herstammten, sondern von einem anderen Pegmatitgang auf Hitterö.

Diese Krystalle sind sämmtlich ausgezogen nach der a-Achse und zeigen die Flächen von b {010} und c {001} ungefähr in Gleichgewicht; ausserdem zeigen sie die Flächen von m {110} und n {130}, oft in Gleichgewicht, bisweilen doch m vorherrschend. Nur an ein Paar Krystallen kamen dazu noch kleine Flächen von p {111} und von r {120} sammt an einem Krystall von x {021} und von d {101}. (Siehe Fig. 1, 3 und 5, Tab. IV). Der grösste Krystall dieses Vorkommens ist 3 cm. lang (nach der a-Achse), 1 cm. hoch (nach der c-Achse) und 0.8 cm. dick (nach der b-Achse). Die Flächen dieser Krystalle sind ziemlich eben, mit brauner Haut bedeckt; an Bruchflächen sind sie bräunlich, mit fettartigem Glasglanz, deutlich heller gefärbt als der Blomstrandin von Urstad.

Die Krystalle konnten nur mit Anlegegoniometer gemessen werden; die Messungen stimmten gut mit denjenigen an den Krystallen von Urstad überein.

3. Eitland, im Kirchspiel Vanse auf Lister, SW-Norwegen.

Im Jahre 1892 erhielt ich von Professor P. Waage ein Paar grosse Stufen eines schweren, schwarzen Minerals, das bei näherer Untersuchung mit dem Blomstrandin identificirt werden konnte. Das grösste, $1^{3}/_{4}$ Kilogramm schwere Stück bestand ganz und gar aus einem Krystallstock von nahezu parallel orientirten dicken Tafeln von Blomstrandin, mit rauhen, matten, mit einer braunen Oxydationshaut bedeckten Flächen. Dieser Krystallstock bildete somit eine dicke Tafel, ca. 12 cm. hoch (nach der c-Achse), 9 cm. breit (nach der a-Achse) und etwa 7 cm. dick (nach der b-Achse). Kleine aufsitzende Tafeln erlaubten die Erkennung der Flächen als b {010}, horizontal gestreift, c {001}, m {110} und n {130}, x {021}.

Die Messungen waren nur approximativ, aber der ganze Habitus der Krystalle und das Aussehen des Minerals im Allgemeinen lässt keinen Zweifel übrig, dass hier ein weiteres, charakteristisches Vorkommen von Blomstrandin vorliegt. Als Lokalität wurde mir von Professor Waage aufgegeben ein Pegmatitgang bei Eitland (in Vanse, W. von Farsund). Hier sind mehrere grosse granitische Pegmatitgänge, welche seltene Mineralien geliefert haben, so gute Krystalle von Thorit, ausgezeichnete Stufen mit grossen Krystallen von Euxenit etc.

4. Frikstad, Kirchspiel Iveland, im Sætersdal.

Von diesem Vorkommen besitzt cand. min. A. Guldberg einen Krystall, eine Tafel nach {010} mit der Combination: {010} . {001} . {130} und als ganz schmale Abstufung {110}; der Krystall ist ungefähr

3 cm. $\times$ 2.5 cm. $\times$ 0.5 cm., von braunschwarzer Farbe, ziemlich genau gleich den gewöhnlichen Tafeln von Hitterö, und wie diese mit horizontaler Streifung auf den Flächen von {010}. Der Krystall sitzt in einer Stufe von gewöhnlichem Granitpegmatit und stammt aus einem der Pegmatitgänge bei Frikstad; es ist von Interesse, dass auf diesen Gängen auch Krystalle von einem schwarzen, dem Polykras ähnlichen Mineral gefunden sind, eine Analogie mit dem Zusammenvorkommen von Blomstrandin und Polykras auf den Gängen von Hitterö.

Ein zweiter Krystall von einem der Gänge bei Frikstad in Iveland wurde mir von Herrn Amanuensis J. Schetelig (1906) gebracht (Fig. 5, Tab. V); derselbe zeigt fast nur die Formen {110} . {010} und {001}, ungefähr in Gleichgewicht.

5. Lundekleven, Kirchspiel Evje im Sætersdal.

Von diesem Vorkommen wurde von Herrn Stud. min. Hornemann ein einziger, etwa 1—2 cm. grosser Krystall dem min. Institut der Universität gebracht; derselbe wurde von meinem Amanuensis Jac. Schetelig als dem Blomstrandin angehörig erkannt. Durch Messungen (mittelst angeklebter Glasblättchen) wurden die folgenden Werthe erhalten, welche zeigen, dass die Combination von der gewönnlichen des Blomstrandin abweichend ist.

Der Krystall ist nämlich zwar wie gewöhnlich dicktafelig ausgebildet nach {010}, und auch wie gewöhnlich horizontal gestreift an {010}, es treten aber ausser {010} und {001} sammt {021} (als schmale Abstumpfung) nicht die sonst gewöhnlichen Flächen auf, sondern die Formen

$$a = \{100\}$$
$$t = \{140\}$$
$$\pi = \{121\}$$

Die Combination ist somit:

$$\{010\} . \{100\} . \{001\} . \{140\} . \{021\} . \{121\}$$

eine sonst nicht bekannte Combination (siehe Fig. 6, Tab. IV).

Die Bestimmung der Flächen ergiebt sich aus den Messungen:

t : b	(140) : (110) . . .	27° 43¾′	26° 54′
t : t	(140) : (1$\bar{4}$0) . . .	124° 32½′	—
π : ′π	(121) : (1$\bar{2}$1) . . .	75° 26′	—
π : π′	(121) : ($\bar{1}$21) . . .	80° 17⅔′	—
π : π,	(121) : (12$\bar{1}$) . . .	54° 34½′	(52° 13′)
π : b	(121) : (010) . . .	52° 17′	51° 45′

Im Ganzen sind somit am Blomstrandin folgende Formen bekannt:

a {100}	t {140}
b {010}	x {021}
c {001}	d {101}
m {110}	p {111}
r {120}	π {121}
n {130}	

Der Blomstrandin von Lundekleven ist, wie die übrigen Vorkommen, bräunlichschwarz bis reinschwarz; ob das Mineral dieselbe Zusammensetzung wie die analysirten Vorkommen besitzt oder eine davon abweichende, liess sich natürlich nicht ohne eine quantitative Analyse, wozu das Material fehlte, constatiren. Da die Krystallform jedenfalls mit dem des Blomstrandin stimmt, habe ich das Vorkommen vorläufig unter diesem Mineral aufgeführt.

6. Mörefjær, O. von Arendal.

Von einem grossen Pegmatitgang bei Mörefjær, ca. 5 Km. östlich von Arendal, brachte Mitte der 70-er Jahre Dr. Stolz der Mineraliensammlung der Universität Kristiania ein Paar Krystallbruchstücke eines rein schwarzen Minerals, welches damals nicht näher bestimmt werden konnte; später erhielt ich in den 80-er Jahren von derselben Lokalität einige vollkommen ähnlich aussehende Krystalle, von welchem Analysenmaterial an Prof. Blomstrand abgegeben wurde (Originalmaterial der Analyse II, oben P. 99), wodurch die Stellung des Minerals sicher entschieden werden konnte.

Die Krystalle sind dicktafelig nach b {010}, mit Flächen von c {001}, n {130} und x {021}; die Flächen sind nicht sehr eben und die Krystalle ziemlich rauh.

Die Übereinstimmung der Messungen mit denjenigen am Blomstrandin von Urstad war doch vollkommen genügend. Die Krystalle sehen übrigens in so fern etwas fremdartig aus, als die Krystallflächen mit einer distinkt blaugrauen Oxydationskruste bedeckt sind, und an Bruchflächen rein schwarz sind, mit bedeutend matterem Glanz als die stark glänzenden, tief braunschwarzen Krystalle von Urstad. Ganz analog dazu giebt es auch Euxenitkrystalle mit blaugrauer (z. B. Alve, Mörefjær etc. bei Arendal), und andere mit gelbbrauner Oxydationshaut (z. B. Eitland, Lister etc.). Die grössten Krystalle des Blomstrandin von Mörefjær erreichten ca. 7—8 cm. (in der Richtung der c-Achse).

7. Salterö bei Arendal.

Von einem Pegmatitgang nahe bei Salterö (O. von Arendal, aber näher als Mörefjær) brachte 1899 Cand. min. A. Guldberg der Mineraliensammlung der Universität Kristiania ein Bruchstück eines einzelnen Krystalles von ganz typischem Blomstrandin, ungefähr 1/4 einer dicken Tafel nach b }010{, mit grossen Flächen von n }130{ und x }021{, sammt c }001{. Die Flächen waren sehr eben und liessen sich gut messen mit Handgoniometer; die Winkel zeigten trotzdem nicht geringe Abweichungen von den berechneten, so z. B. (010) : (021) 35° 20′ (berechnet 36° 50½′), (010) : (130) 33° 30′ (ber. 35° 5′); die Flächen von }001{ sind ganz schief zu }010{. Die Flächen von }010{ sind wie gewöhnlich am Blomstrandin fein horizontal gestreift und die Oxydationshaut, wie an den Krystallen von Urstad, braun. — — — — —

Blomstrandin-ähnliches Mineral (Priorit) von Swaziland, Afrika.

Die oben erwähnten 7 Vorkommen können ganz sicher zu der Blomstrandin-Reihe hingeführt werden; ausser diesen giebt es noch ein Paar norwegische Vorkommen ähnlicher Mineralien, welche möglicher Weise dem Blomstrandin angehörig sind, welche aber zu schlecht ausgebildete Krystallausbildung aufweisen um sicher bestimmt zu werden, weshalb ich dieselben nicht näher erwähnen will.

Dagegen dürfte ziemlich sicher das schon von G. T. Prior (l. c.) beschriebene Vorkommen vom Swaziland ebenfalls den Mineralien der Blomstrandinreihe angehörig sein. Wie Mr. Prior selbst angegeben hat, stimmen die Krystalle dieses Vorkommens in ihrer Ausbildung und in ihrem tafelförmigen Typus mit den Krystallen des Blomstrandin von Hitterö; die Abweichungen der genannten Winkelwerthe für (130) : $(1\bar{3}0)$ = 118° (anstatt 109° 50′) resp. für (110) : $(1\bar{1}0)$ = 54° (anstatt 50° 47′) sind zwar gross, jedoch nicht grösser, als dass sie auch bei schlecht ausgebildeten Krystallen des Vorkommens von Urstad vorkommen können. Da nun auch die Analyse Prior's eine in der Hauptsache analoge Zusammensetzung zeigt, dürfte es wohl als ziemlich unzweifelhaft angesehen werden können, dass das Vorkommen vom Swaziland den Mineralien der Blomstrandinreihe und nicht der Euxenit-Polykrasreihe angehört[1].

[1] Dagegen ist es nicht sicher, dass die von Prior (ebendaselbst P. 100) erwähnte Analyse von »Euxenit von Hitterö« von C. Jahn (Inaug.-Dissert. Jena) auch auf den Blomstrandin von Urstad zu beziehen ist; es sind nämlich früher ganz sicher unter dem Namen »Euxenit von Hitterö« auch wirkliche Euxenite in den Handel gekommen, und da das von Jahn analysirte Vorkommen keine Krystallflächen zeigte, lässt sich diese Frage deshalb nicht entscheiden.

Ganz aus derselben Betrachtung geleitet, welche oben für die Mineralien dieser Reihe geltend gemacht wurde: dass die beiden Endglieder einer homöomorphen Reihe, nach der bis jetzt üblichen Sitte, mit zwei getrennten Namen bezeichnet werden müssen, muss auch für das Mineral von Swaziland, — welches chemisch dem Euxenit entspricht — ein besonderer Name gegeben werden, zum Unterschied von dem zweiten, dem Polykras entsprechenden Endglied der Serie, welches oben als Blomstrandin bezeichnet wurde.

Für dies zweite Endglied der Blomstrandinreihe schlage ich hiermit den Namen Priorit vor, nach Herrn G. T. Prior, welcher zuerst ein Vorkommen dieses dem Euxenit entsprechenden Minerals untersucht und beschrieben hat. Ob vielleicht einige der oben als Blomstrandin aufgeführten, nicht chemisch analysirten norwegischen Vorkommen in der That dem Priorit angehörig sind, muss vorläufig unentschieden gelassen werden.

Verhalten der Euxenit-Polykras-Reihe zu der Blomstrandin-Priorit-Reihe

Wie schon aus der obenstehenden Darstellung hervorgeht, ist die chemische Zusammensetzung einerseits der Mineralien der Euxenit-Polykras-Reihe und andrerseits der Blomstrandin-Priorit-Reihe als procentisch gleich anzusehen. Eine Zusammenstellung einiger Analysen beider Reihen wird diese Thatsache noch besser darlegen:

	Euxenit, Alve (Rammelsberg)	Priorit, Swaziland (Prior)	Polykras, Hitterö (Rammelsberg)	Blomstrandin, Arendal (Blomstrand)
Nb_2O_5	35.09	36.68	22.75	23.35
Ta_2O_5	—	—	2.00	1.15
TiO_2	21.16	21.89	27.84	27.39
ZrO_2	—	—	—	1.33
SnO_2	—	0.29	—	0.18
SiO_2	—	2.12	—	0.40
UO_2	4.78	0.49 } 3.24	6.66	5.35
UO_3	—	2.14 } 3.24	—	—
ThO_2	—	0.61 } 3.24	—	4.28
$(Y,Er)_2O_3$	30.88	17.11	31.65	25.62
$(Ce,La,Di)_2O_3$	3.17	4.32	2.78	2.48
FeO	1.38	5.63	1.58	1.43
MnO	—	0.19	—	0.30
CaO	—	4.12	—	1.80
PbO & ZnO	—	—	—	0.93
MgO	—	0.22	—	0.15
Na_2O	—	—	—	0.90
K_2O	—	—	—	0.18
H_2O	2.63	3.69	3.51	2.56
	99.09	99.50	98.77	99.78

Zwar sind in den Mineralien der Blomstrandin-Priorit-Reihe scheinbar etwas weniger von $\overset{II}{R}$-Oxyden, etwas mehr von Sesquioxyden vorhanden, dieser Unterschied kann aber kaum wesentlich sein, um so mehr, als dies Verhältniss nicht durchgehends so ist.

In Betracht der grossen Unterschiede innerhalb der Mineralien der einzelnen Reihen, scheint es mir berechtigt zu schliessen, dass beide Reihen thatsächlich als im Wesentlichen gleichartig zusammengesetzt angesehen werden können.

Da nun auch beide Reihen im rhombischen Systeme krystallisiren, scheint es angemessen, die gegenseitigen krystallographischen Beziehungen beider Reihen näher ins Auge zu fassen. Vergleichen wir deshalb zuerst die Achsenverhältnisse beider Reihen; dieselben sind nach den oben gewählten Stellungen für:

Euxenit (Polykras)	Blomstrandin
$a : b : c = 0.3789 : 1 : 0.3527$	$a : b : c = 0.4746 : 0.6673.$

Werden nun in dem Achsenverhältniss des Blomstrandin die Achsen derartig vertauscht, dass die a-Achse als c-Achse, die b-Achse als a-Achse, die c-Achse als b-Achse genommen wird, so setzt sich das Achsenverhältniss um in:

$$a' : b' : c' = 1 : 0.6673 : 0.4746$$

oder, wenn $b' = 1$, zu:

$$a'' : b'' : c'' = 1.4986 : 1 : 0.71122.$$

Wird nun die Achse a'' mit 4, die Achse c'' mit 2 getheilt, erhält man das neue Achsenverhältniss des Blomstrandin

$$a''' : b''' : c''' = 0.3746 : 1 : 0.3556.$$

Dies Achsenverhältniss stimmt, wie man sieht, ganz auffallend nahe mit dem oben gefundenen Achsenverhältniss des Euxenit (Polykras) überein.

Die Formen des Euxenit und des Blomstrandin entsprechen einander in den zuerst erwählten Stellungen dann in folgender Weise:

	Formen des Blomstrandin alte Stellung:	Formen des Blomstrandin neue Stellung:	Entsprechende Formen des Euxenit (Polykras)
a	{100}	{001}	c {001}
b	{010}	{100}	a {100}
c	{001}	{010}	b {010}
m	{110}	{102}	—
r	{120}	{101}	i {101}
n	{130}	{302}	—
t	{140}	{201}	e {201}
x	{021}	{120}	—
d	{101}	{021}	h {021}[1]
p	{111}	{142}	—
π	{121}	{121}	β {121}

Umgekehrt erhalten folgende, bei dem Euxenit (Polykras) oder jedenfalls beim Columbit z. Th. häufige und allgemeine Formen, die aber entsprechend beim Blomstrandin nie beobachtet sind, auf das (erste) Achsenverhältniss dieses Minerals bezogen, folgende Indices:

Formen des Euxenit (Polykras):

g . . {110}	entspricht bei dem Blomstrandin	(erste Stellung) . .	{041}
m . . {130}	» —»—	—	{043}
z . . {150}	» —»—	—	{045}
u . . {111}	» —»—	—	{241}
o . . {131}	» —»—	—	{243}

Diese Formen fehlen sämmtlich beim Blomstrandin.

Die Übereinstimmung der berechneten Winkel der Formen des Euxenit (Polykras) einerseits und der Winkel der Formen des Blomstrandin andererseits ergiebt sich aus der folgenden Zusammenstellung:

Euxenit (Polykras):		Priorit-Blomstrandin (erste Stellung):	
(110) : (1$\bar{1}$0)	41° 30′	(041) : (0$\bar{4}$1)	41° 2½′
(110) : (010)	69° 15′	(041) : (001)	69° 28′
(120) : (1$\bar{2}$0)	74° 19′	(021) : (0$\bar{2}$1)	73° 41′
(120) : (010)	52° 51′	(021) : (001)	53° 9½′
(130) : (1$\bar{3}$0)	97° 19′	(043) : (0$\bar{4}$3)	96° 40′

[1] Ist nicht am Euxenit (Polykras), sondern am Columbit bekannt.

[2] Die mit Petit gedruckten Winkel beziehen sich auf Formen, welche bei dem betreffenden Mineral nicht beobachtet sind.

Euxenit (Polykras):		Priorit-Blomstrandin (erste Stellung):	
$(130) : (010)$	$41^\circ 20\frac{1}{2}'$	$(043) : (001)$	$41^\circ 40'$
$(150) : (1\bar{5}0)$	$124^\circ 21'$	$(045) : (0\bar{4}5)$	$123^\circ 48'$
$(150) : (010)$	$27^\circ 49\frac{1}{2}'$	$(045) : (001)$	$28^\circ 6'$
$(102) : (100)$	$65^\circ 2\frac{1}{2}'$	$(110) : (010)$	$64^\circ 36\frac{1}{2}'$
$(101) : (100)$	$47^\circ 3'$	$(120) : (010)$	$46^\circ 29\frac{1}{2}'$
$(302) : (100)$	$35^\circ 36\frac{1}{2}'$	$(130) : (010)$	$35^\circ 5'$
$(201) : (100)$	$28^\circ 14\frac{1}{2}'$	$(140) : (010)$	$27^\circ 44'$
$(301) : (100)$	$19^\circ 42'$	$(160) : (010)$	$19^\circ 21'$
$(011) : (01\bar{1})$	$141^\circ 9'$	$(201) : (\bar{2}01)$	$140^\circ 51'$
$(011) : (001)$	$19^\circ 26'$	$(201) : (100)$	$19^\circ 34\frac{1}{2}'$
$(021) : (02\bar{1})$	$109^\circ 36'$	$(101) : (\bar{1}01)$	$109^\circ 8'$
$(021) : (001)$	$35^\circ 12'$	$(101) : (100)$	$35^\circ 26'$
$(111) : (1\bar{1}1)$	$28^\circ 57'$	$(241) : (24\bar{1})$	$28^\circ 55\frac{1}{2}'$
$(111) : (\bar{1}11)$	$82^\circ 34'$	$(241) : (2\bar{4}1)$	$83^\circ 37'$
$(111) : (11\bar{1})$	$90^\circ 15'$	$(241) : (\bar{2}41)$	$89^\circ 13\frac{1}{2}'$
$(121) : (1\bar{2}1)$	$54^\circ 37'$	$(121) : (12\bar{1})$	$54^\circ 34\frac{1}{2}'$
$(121) : (\bar{1}21)$	$74^\circ 31'$	$(121) : (1\bar{2}1)$	$75^\circ 26'$
$(121) : (12\bar{1})$	$81^\circ 8\frac{1}{2}'$	$(121) : (\bar{1}21)$	$80^\circ 17\frac{2}{3}'$
$(131) : (1\bar{3}1)$	$75^\circ 30'$	$(243) : (24\bar{3})$	$75^\circ 28'$
$(131) : (\bar{1}31)$	$65^\circ 11'$	$(243) : (2\bar{4}3)$	$65^\circ 59'$
$(131) : (13\bar{1})$	$70^\circ 45'$	$(243) : (\bar{2}43)$	$70^\circ \frac{1}{2}'$
$(142) : (\bar{1}\bar{4}2)$	$65^\circ 13'$	$(111) : (11\bar{1})$	$65^\circ 28'$
$(142) : (\bar{1}42)$	$41^\circ 38'$	$(111) : (1\bar{1}1)$	$42^\circ 17'$
$(142) : (14\bar{2})$	$99^\circ 36'$	$(111) : (\bar{1}11)$	$98^\circ 55'$

Wie aus der obenstehenden Tabelle hervorgeht, stimmen die bei beiden Mineralien-Reihen einander entsprechenden Winkel sehr nahe; diese Thatsache ist sehr auffallend, da die betreffenden Achsenverhältnisse a : b : c für Euxenit (Polykras) und a : b : c für Blomstrandin aus den Messungen abgeleitet wurden, ohne dass ich eine Ahnung von diesen nahen Beziehungen hatte.

Auf der anderen Seite ist es eine nicht weniger auffallende Thatsache, dass (abgesehen von den Pinakoiden) diejenigen Formen, welche bei den Mineralien der einen Reihe dominiren und charakteristisch sind, bei denjenigen der anderen Reihe in der Regel fehlen. So kommen z. B. die den charakteristischen Vertikalprismen }110{, }130{. }150{ der Euxenit-Polykras-Mineralien entsprechenden Formen beim Blomstrandin nicht vor, während umgekehrt in

der Euxenit-Polykras-Reihe das Prisma {120} (welchem die beim Blomstrandin beobachtete Form {021} entspricht) fehlt.

Umgekehrt fehlen auch die Formen, welche den herrschenden Prismen des Blomstrandin {110} und {130} entsprechen sollten, beim Euxenit (Polykras) vollständig, und nur zu den beim Blomstrandin seltenen Vertikalprismen {120} und {140} finden sich beim Euxenit (Polykras) entsprechende Formen.

Am meisten auffallend ist es aber, dass eben den Grundpyramiden {111} beider Reihen entsprechende Formen gegenseitig fehlen.

Dazu kommt, dass der Habitus beider Reihen fast durchgehends sehr verschieden ist, indem die Mineralien der Euxenit-Polykras-Reihe gewöhnlich nach anderen Richtungen ausgezogen, respective tafelförmig ausgebildet sind, als die Mineralien der Priorit-Blomstrandin-Reihe.

Dass aber trotzdem die nachgewiesene Relation eine wesentliche, nicht eine zufällige ist, scheint durch den Umstand bestätigt, dass ich an einer Stufe von einem unbekannten Vorkommen auf der Insel Hitterö (von Herrn Prof. J. H. L. Vogt gesammelt) *eine Tafel von Blomstrandin mit einem an der Tafelebene {010} in orientirter Lage angewachsenen Polykraskrystall entdeckte, dessen Orientirung genau derjenigen Stellung beider Mineralien entspricht, bei welcher die oben abgeleiteten Achsenverhältnisse derselben nahezu gleich sind* (siehe Tab. V, Fig. 8). Diese gesetzmässige Verwachsung beider Mineralien stützt in hohem Grade die Auffassung, dass die oben gefundenen krystallographischen Beziehungen durch eine nahe Verwandtschaft beider Reihen erklärt werden müssen.

Es sind nun zwei Erklärungen möglich: entweder sind 1) beide Reihen auch in krystallographischer Beziehung als identisch aufzufassen, oder aber

2) sie repräsentiren zwei dimorphe Modifikationen derselben Mischung.

Die durchgehenden Unterschiede sowohl in ihrer Ausbildung als in den Combinationen *machen es äusserst wahrscheinlich, dass die letztere Annahme vorzuziehen ist. Wahrscheinlich verhalten sich die beiden Reihen zu einander ungefähr wie Pyroxen zu Hornblende.* Diese Auffassung wird gewissermassen gestützt durch die Zusammenstellung der beim Polykras (Euxenit) einerseits und der beim Blomstrandin andererseits herrschenden Formen, bei beiden auf entsprechende Achsenverhältnisse der Euxenit-Polykras-Stellung bezogen; es herrschen bei:

Euxenit (Polykras)[1]	Blomstrandin[1] a. auf das dem Polykras entsprech. Achsenverh. bezogen.	b. Gewöhnliche Stellung.
{110}	—	—
—	{120}	{021}
{130}	—	—
—	{102}	{110}
{101}	{101}	{120}
—	{302}	{130}
{201}	{201}	{140}
{111}	—	—
{131}	—	—
—	{142}	{111}
{121}	{121}	{121}
—	{021}	{101}

Dies Verhältniss erinnert sehr an dasjenige des Pyroxen zur Hornblende, wo z. B. das dem Spaltungs-Prisma {110} des Pyroxen entsprechende Prisma bei der Hornblende beinahe fehlt, während das Hornblendespaltungsprisma — welches einem Prisma {210} beim Pyroxen entsprechen würde — umgekehrt bei diesem fehlt etc.

Ein absolut zwingender Beweis dieser Auffassung lässt sich leider nicht schaffen, da die Mineralien der Euxenit-Polykras-Reihe, sowie auch diejenigen der Priorit-Blomstrandin-Reihe sämmtlich eine metamikte amorphe Umwandlung erlitten haben, und somit nicht durch orientirte Spaltbarkeitsrichtungen, oder durch verschiedene optische Orientirung etc. unterschieden werden können. Es dürfte aber zugegeben werden, dass die oben nachgewiesenen Relationen beider Reihen kaum ohne eine derartige Annahme befriedigend erklärt werden können.

Ich habe es deshalb auch berechtigt gefunden, die beiden, durch sehr constante Merkmale gut charakterisirten Reihen als krystallographisch verschieden auseinander zu halten, so wie es auch immer früher geschehen ist, ehe die oben nachgewiesenen nahen Beziehungen beider bekannt waren.

[1] Die mit Petit gedruckten Indices beziehen sich auf seltene Formen.

Die Verbindungen $R . RO_3$-Homoiomorphie der Metatitanate und der Metaniobate[1].

Verbindungen der 4-werthigen Elemente C, Si, Ti, Zr, Sn, Mn sind häufig unter sich homoiomorph, oder zeigen jedenfalls so nahe morphotropische Relationen, dass eine Anzahl derselben nach der üblichen Sitte als homoiomorph (isomorph) bezeichnet werden kann. Wie weit man diesen Begriff ausdehnen darf, darüber herrschen bei verschiedenen Autoren ziemlich verschiedene Ansichten.

Gewöhnlich hat man — namentlich infolge der historischen Entwickelung der Begriffe Isomorphie oder Homoiomorphie, aus einer Reihe von chemischen Untersuchungen und Krystallisationsversuchen — mit diesem Begriff die Anforderung verknüpft, dass homoiomorphe Verbindungen die Fähigkeit besitzen müssten, in allen Verhältnissen mit einander aus derselben Lösung zusammen krystallisiren zu können. Dieser Forderung wird bei einer sehr grossen Anzahl von homoiomorphen Verbindungen Genüge gethan; bei einer grossen Anzahl anderer Verbindungen, welche sich ihrer Krystallform und ihrem Typus nach vollkommen als homoiomorphe Verbindungen verhalten, dagegen nicht.

Besonders weit ist in dieser Beziehung J. W. Retgers gegangen. So will er z. B. gar keine Isomorphie (ich sage lieber Homoiomorphie) zwischen Beryllium und seinen Verbindungen mit den Metallen der Magnesiumgruppe und ihren Verbindungen anerkennen, weil sie in einigen analogen Reihen nicht isomorphe Mischungen bilden, und weil sie verschiedene Molekülarvolume haben[2]. Retgers wollte

[1] Dieser Abschnitt war im wesentlichen schon im Anfang von 1893 entworfen; derselbe wurde im Frühling dieses Jahres (1906) umgearbeitet. Nachdem er schon fertig geschrieben war, wurde ich zufällig auf die werthvollen Bemerkungen Böggild's über „Compounds of titanates, silicates etc. with niobates, phosphates etc." in seiner Abhandlung „On some minerales from the nepheline-syenite at Julianehaab, Greenland" (in „Medd. om Grönland" Vol. XXVI (1903) aufmerksam. Er macht hier eine Anzahl ähnlicher Zusammenstellungen, wie die von mir versuchten. Dieselben haben keine einzige Änderung oder Hinzufügung in meiner Darstellung veranlasst.

[2] Es sind doch erstens die Elemente Be, Mg und Cd vollkommen krystallographisch homoiomorph mit charakteristischer hexagonaler Ausbildung (wie ich zuerst nachgewiesen habe), zweitens sind auch die Oxyde BeO und ZnO ebenfalls homoiomorph mit charakteristischer hemimorpher Ausbildung, ferner gilt dasselbe noch den Sulphiden, Silikaten etc. (siehe namentlich F. Rinne. „Vergl. v. Metallen m. ihren Oxyden etc." Neues Jahrb. f. Min. 1894, I S. 1 ff.).

auch keine »Isomorphie« zwischen dem Zirkon einerseits und dem Rutil (und Zinnstein etc.) andererseits erkennen. Ebenso wenig könne seiner Ansicht nach im Allgemeinen von einer isomorphen Vertretung der SiO_2 durch TiO_2 die Rede sein. Das Silicium sollte im Gegentheil mit den übrigen tetravalen Elementen in Verbindungen »anti-isomorph« sein.

Derartige Behauptungen scheinen mir durchaus von einem tief eingreifenden Missverständniss herzurühren. Wie es im Worte »Isomorphie« (oder »Homoiomorphie«) selbst liegt, ist das entscheidende für diesen Begriff in erster Linie doch wohl eine wesentliche Übereinstimmung in der Krystallform der betreffenden Verbindungen.

Diese Übereinstimmung muss, um als Homoiomorphie charakterisirt zu werden, allerdings wesentlich, nicht zufällig sein, das heisst: die Übereinstimmung der äusseren Formausbildung muss eine derartig nahe und auffallende sein, dass man daraus mit Wahrscheinlichkeit auf eine entsprechende Übereinstimmung im Molekülarbau der gegenseitig homoiomorphen Substanzen, welcher die äussere Form bestimmt hat, schliessen darf. Es muss deshalb die Übereinstimmung der Form nicht nur in einer manchmal künstlichen Analogie eines berechneten »Achsenverhältnisses bestehen, sondern genügend charakteristische Eigenthümlichkeiten der ganzen Ausbildung der thatsächlich auftretenden Formen und Combinationen, also des Typus, müssen vorhanden sein. Gewöhnlich ist eine derartige nahe Übereinstimmung in der Krystallform auch von einer entsprechenden Übereinstimmung in physikalischer Beziehung (Spaltbarkeit etc.) begleitet.

Wenn aber eine solche Übereinstimmung vorhanden ist, muss man auch mit vollem Recht von einer »Homoiomorphie« reden können. Es findet sich z. B. unter den Elementen eine und nur eine hexagonale Gruppe mit so naher Übereinstimmung in Ausbildung und Achsenverhältnissen wie die Gruppe der zweiwerthigen Elemente Be, Mg, Cd und Zn; dieselbe Gruppe zeigt in ihren Oxyden und Sulphiden wieder eine nahe übereinstimmende Ausbildung, nahezu gleiche Achsenverhältnisse, neben einer solchen seltenen, eigenthümlichen Krystallform wie die Hemimorphie nach der Hauptachse im hexagonalen System; es zeigen ferner die Silikate $BeSiO_4$ und $ZnSiO_4$ wieder nahezu gleiche Achsenverhältnisse neben so charakteristischer Formenausbildung wie diejenige, die von der Zugehörigkeit zur rhomboëdrischen (tetardoëdrischen) Klasse des trigonalen Systemes bedingt ist. Bei allen diesen wiederholten auffallenden Analogien der Verbindungen des Be und derjenigen der Metalle der Mg-Gruppe eine Homoiomorphie, eine aus dem gesetzmässigen Bau der

Krystalle herrührende wesentliche »homoiomorphe« Übereinstimmung der Form, zu verneinen, ist selbstverständlich nicht möglich, ohne dass man in den Begriff »Homoiomorphie« etwas ganz anderes hineinsteckt, als das, was thatsächlich hier das wesentliche ist.

Wenn Verbindungen, welche nahe übereinstimmende Molekülarvolume haben, und welche zusammen krystallisiren und isomorphe Mischungen bilden können, — wenn derartige Verbindungen zusammen homoiomorphe Mischkrystalle oder jede derselben aus reinen Lösungen homoiomorphe Krystalle liefern, dann geschieht dies natürlich, weil sie so nahe verwandt sind, dass infolge dessen der Bau ihrer Krystallmoleküle und somit auch der Bau der Krystalle selbst genügend analog wird.

Es ist aber absolut kein Grund dazu zu verneinen, dass auch Substanzen, welche nicht nahezu gleiche Molekülarvolume besitzen, welche nicht in chemischer Beziehung unter gewöhnlichen Bedingungen nahe verwandt scheinen, welche nicht zusammen krystallisiren und aus gemeinsamer Lösung »isomorphe Mischkrystalle« liefern können, — dass auch derartige, chemisch weniger nahe oder nicht übereinstimmende Substanzen trotzdem genügend nahe verwandt sein können, um analog gebaute Krystallmoleküle, und infolge dessen auch eine wesentlich übereinstimmende äussere Krystallbegrenzung zu besitzen; — und in diesem Falle sind sie, ebenso gut wie die oben genannten, näher verwandten Verbindungen, nach meiner Ansicht unzweifelhaft homoiomorph.

Dass z. B. der Zirkon und der Rutil nahe homoiomorph sind, ist nach meiner Ansicht unzweifelhaft; sie haben wie bekannt nicht nur nahezu dasselbe Achsenverhältniss, sie haben denselben Typus, die gleiche charakteristische Zwillingsbildung nach }101{, dieselben physikalischen Eigenschaften (Spaltbarkeit nach }110{, optisch positiven Charakter etc. etc.). Es wird deshalb wohl niemand daran zweifeln können, dass diese Übereinstimmung in der äusseren Form als eine wesentliche, auf Übereinstimmung im ganzen inneren Bau der Krystalle beider Mineralien beruhende Formengleichheit aufgefasst werden muss.

Wenn sie dennoch nicht als Mischkrystalle bekannt sind, so bedeutet deshalb dieser Umstand nicht, dass sie nicht homoiomorph sind, sondern nur, dass die Homoiomorphie nicht nothwendig voraussetzt, dass die homoiomorphen Verbindungen auch die Fähigkeit haben müssen, homoiomorphe Mischkrystalle zu bilden; diese Fähigkeit ist eine besondere Eigenschaft eines Theiles der chemisch sehr nahe verwandten

homoiomorphen Substanzen, aber nicht eine nothwendige Bedingung für Homoiomorphie überhaupt.

Mit anderen Worten: die Homoiomorphie des Zirkon und des Rutil, des Phenakit und des Willemit etc. ist eine aus den Beobachtungen hervorgehende Thatsache; es wäre eine Spielerei mit Worten dies zu verneinen. Wie dieselbe zu erklären sei, ist eine andere Frage, eine Frage, welche aber, ob sie in der einen oder der anderen Weise beantwortet wird, für die Anerkennung der Thatsache selbst ziemlich gleichgültig sein kann.

Möge man gern zwei Gruppen von homoiomorphen Substanzen, solche die aus gemeinsamer Lösung homoiomorphe Mischkrystalle liefern können (homoiomorphe Krystalle im Sinne von Mitscherlich, Retgers u. a.) und solche, die diese Fähigkeit nicht besitzen (z. Theil von F. Rinne als isotype Substanzen zusammengefasst) unterscheiden; die homoiomorphen Beziehungen der letzteren Gruppe ganz einfach als zufällig und gleichgültig anzusehen, ist aber jedenfalls ganz unberechtigt.

Es haben auch, namentlich in den letzteren Jahren, eine Anzahl bedeutender Forscher die Meinung ganz offen ausgesprochen, dass nahe chemische Verwandtschaft erst in zweiter Linie die Homoiomorphie bedinge, und dass diese in erster Linie eine krystallographische Eigenthümlichkeit sei[1].

Schon längst ist es bekannt gewesen, dass Substanzen, welche keine nähere chemische Verwandtschaft darbieten, wenn sie dennoch offenbar krystallographisch nahe übereinstimmend sind, häufig nahezu gleiche oder wenig verschiedene Molekülarvolume haben, was schon 1850 von J. D. Dana bemerkt wurde[2].

Allgemein bekannt ist in dieser Beziehung die homoio-dimorphe Gruppe der trigonalen und rhombischen Carbonate und Nitrate, wie eine ganze Reihe anderer Beispiele. Ebenso ist es allgemein bekannt, dass derartige homoiomorphe Mineralgruppen ohne nähere chemische Verwandtschaft, aber mit ziemlich nahe übereinstimmenden Molekülarvolumen, sehr häufig eine atomistisch gleichzählige Zusammensetzung zeigen (z. B. $\overset{II}{Ca}\overset{IV}{C}O_3$ und $\overset{I}{Na}\overset{V}{N}O_3$). Dass in derartigen Fällen häufig eine Atomgruppe ein einfaches Atom ersetzen kann, ist ja auch von unzweifelhaft chemisch

[1] Siehe z. B. H. Copaux: „Sur deux cas particuliers d'isomorphisme". Bull. de la soc. franc. d. Min. Tome XXIX, p. 81 (1906): „l'isomorphisme est avant tout une propriété d'ordre cristallographique, où la composition chimique n'intervient qu'en second lieu". Siehe auch Wyrouboff ibid. T. XXVIII, p. 201 (1905), ferner Abhandlungen von Wallerant u. a.

[2] Amer. journ. of science. 1850, Ser. 2, Vol. 9, p. 220.

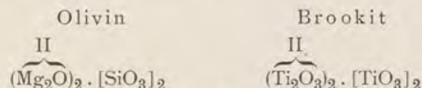
nahe verwandten Substanzen bekannt (z. B. $(NH_4)Cl$ und $NaCl$ etc.). Wie bisweilen grössere Gruppen von derartigen, chemisch nicht näher verwandten Verbindungen mit nahe übereinstimmenden Molekülarvolumen offenbar auch ohne atomistisch analoge Zusammensetzung homoiomorph sein können, ist ebenfalls aus einer Reihe von Beispielen bekannt. So ist ein derartiges schönes Beispiel — die Hamlinit-Beudantit-Jarosit-Gruppe — von G. T. Prior beschrieben[1].

Es giebt aber offenbar auch eine Anzahl Beispiele von recht naher Übereinstimmung der Form in Fällen, wo die Molekülarvolume stark verschieden sind; es kann dann z. Th. noch eine gewisse Analogie der chemischen Formel nachgewiesen werden[2]. In anderen Fällen, namentlich bei mehr complicirten Verbindungen, lässt sich auch diese Übereinstimmung nicht mehr nachweisen. Man hat dann, — wenn in derartigen Fällen eine geometrische Homoiomorphie deutlich vorhanden ist, ohne Übereinstimmung weder in der chemischen Zusammensetzung noch in den Molekülarvolumen, ohne Ersetzung gewisser Atomgruppen mit anderen damit äquivalenten Gruppen und ohne jede atomistische Analogie der Zusammensetzung — angenommen, dass sonst auch ganz ungleichartige und ungleichwerthige Atomgruppen einander mit gleichem Effect bisweilen ersetzen können, ohne die Form so wesentlich zu ändern, dass der Typus geändert wird, indem in derartigen, in der Regel complicirten Verbindungen der »Masseneffect«[3] der analogen Bestandtheile entscheidend wäre. Wir können hier hinweisen auf den alten Begriff von der Persistenz des Typus bei gewissen Gruppen von Mineralien oder künstlich dargestellten Verbindungen, welcher schon vor vielen Jahren von Prof. Th. Hiortdahl eingeführt wurde[4].

Diese Persistenz des Typus, welche auch in einer Anzahl von Mineralgruppen mit z. Th. sehr complicirter und stark wechselnder Zusammensetzung (man denke nur an die vielen Mischungen mit Pyroxentypus!) verfolgt werden kann, ist selbstverständlich nicht mehr zufällig, als die Übereinstimmung der Form, die wir bei nahe analoger chemischer

[1] G. T. Prior. „Note on a connexion between the molecular volume and chemical composition of some crystallographically similar minerals". The Min. Mag. and Journ. of the Min. Soc. London 1903, Vol. 13, S. 217–223.

[2] Siehe z. B. oben den Vergleich zwischen Olivin (Mol.-Vol. 90) und Brookit (Mol.-Vol 120):



[3] W. F. Hillebrand und S. L. Penfield. Beiträge zur Kenntn. d. Alunit-Jarosit-gruppe. Zeitsch. f. Kryst. B. 26, S. 545 (1903). Siehe auch G. T. Prior l. c.

[4] Siehe auch meine Bemerkungen. Zeitschr. f. Kryst. B. 16, Vorwort, P. XII—XVI.

Zusammensetzung ganz allgemein als »Isomorphie« oder »Homoiomorphie« bezeichnen.

Sie ist natürlich eine gesetzmässige Folge der »Massenattraction« der Krystallmoleküle, ebenso wie bei den typisch homoiomorphen Substanzen, und muss von einer nahen Übereinstimmung des Baues derselben abhängig sein, — auch dann wenn keine für uns gegenwärtig nachweisbare Analogie der chemischen Zusammensetzung vorhanden ist.

Für die hierher gehörigen Fragen ist nun eben auch die oben näher bearbeitete Mineraliengruppe der Niobate (resp. Tantalate) und Titanate, sowie namentlich die gemischten Titanoniobate von nicht geringem Interesse.

I. Verbindungen $(RO)RO_3$. — Die Rutilreihe.

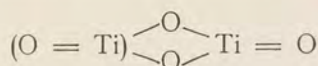
Dies Interesse knüpft sich in erster Linie an die bekannte Thatsache, dass die im Rutil vorkommende Verbindung, empirisch von der Zusammensetzung TiO_2, mit der Verbindung $Fe[NbO_3]_2$ im Mossit, und mit der Verbindung $Fe[TaO_3]_2$ im Tapiolith homoiomorph ist. Es fragt sich dann, wie diese Homoiomorphie zu deuten ist.

Es wäre natürlich möglich, dass die Zusammensetzung des Rutil ganz einfach als TiO_2 zu deuten sei. Oder dass dieselbe, wie von Schrauf, Groth und anderen vorgeschlagen, als eine Verbindung $Ti . TiO_4$ — also gewissermassen als ein Titanorthotitanat — aufzufassen sei. Oder endlich, dass dieselbe eher als ein Metasalz entweder eine Verbindung $(TiO) . TiO_3$ — ein Titanylmetatitanat, — oder als eine Verbindung $Ti . [TiO_3]_2$ aufzufassen sei.

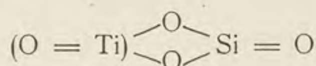
Die letzte Auffassung ist aber für die tetragonale Reihe ausgeschlossen, weil der Zirkon, mit dem Verhältniss $Zr : Si = 1 : 1$, dieselbe Anzahl von ungleichartigen vierwerthigen Atomen im basischen wie im sauren Glied der Zusammensetzung fordert. Es ist demnach die Zusammensetzung $(TiO) . TiO_3$ für den Rutil die am meisten wahrscheinliche, indem dadurch die Homoiomorphie mit dem Mossit $Fe . [NbO_3]_2$, respektive mit dem Tapiolith $(Fe,Mn)[TaO_3]_2$ verständlicher wird. Diese Annahme ist auch früher theils von Prof. A. Arzruni[1], namentlich aber von Prof. P. J. Holmquist in seiner interessanten Abhandlung über die Perowskit- und Pyrochlormineralien gemacht[2]. Er nimmt für den Rutil die folgende Konstitution an:

[1] Zeitschr. f. Kryst. B. VIII, S. 336.

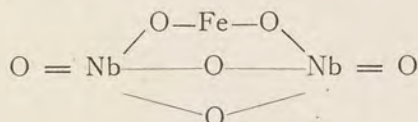
[2] P. J. Holmquist. „Synthetische Studien über Perowskit- und Pyrochlormineralien. Bull. of the geol. inst. of the univ. of Upsala. Vol. III (1897), S. 181—268; siehe speciell S. 246.



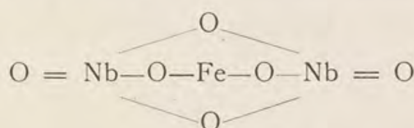
analog mit dem Zirkon:



und mit dem Mossit (Tapiolith):



Man könnte diese letzte Konstitutionsformel auch schreiben:



Diese Formeln sind die kleinsten, welche der empirischen Übereinstimmung mit verwandten Mineralien entsprechen; es soll damit gar nicht ausgesprochen sein, dass dieselben die thatsächliche Grösse des Moleküls angeben[1]. So müsste z. B. das Molekül des Rutil (und der diesem entsprechenden Mineralien $(\overset{IV}{R}O).\overset{IV}{R}O_3$), um der tetragonalen Symmetrie zu entsprechen, wohl wenigstens verdoppelt werden.

Was den Xenotim betrifft, muss derselbe unzweifelhaft als mit dem Rutil geometrisch homoiomorph angesehen werden; der Typus ist der gleiche, das Achsenverhältniss ist auch genügend übereinstimmend, dieselbe Zwillingsbildung kommt bei beiden vor, die Spaltbarkeit (nach {110}) und der optische (+) Charakter ist derselbe. Nun sind die Elemente P und Nb beide fünfwerthig und bilden analoge Säuren; in einer Reihe von Mineralien ersetzen diese einander (so z. B. in der Melano-

[1] Die Molekülarvolume (V) sind für die Mineralien der Zirkongruppe:

	Sp. G.	V	Achsenverhältniss
Zirkon $(ZrO).SiO_3$	4.70	39	1 : 0.6404
Rutil $(TiO).TiO_3$	4.22	38	1 : 0.6442
Zinnstein $(SnO).SnO_3$	7.01	41	1 : 0.6723
Polianit $(MnO).MnO_3$	5.0	35	1 : 0.6647
Plattnerit $(PbO).PbO_3$	8.5	55	1 : 0.6764
Tapiolith $(Fe,Mn).[(Ta,Mb)O_3]_2$.	7.50	45	1 : 0.6522
Xenotim $(YO).PO_3$	4.50	41	1 : 0.6177
Sellait $Mg_2Fl.Fl_3$	3.15	41	1 : 0.6596

Die Abweichungen sind, wie man sieht, für den Polianit und den Plattnerit recht gross.

ceritreihe, zu welcher ich auch den Steenstrupin rechne). Es würde deshalb recht auffallend sein, wenn ein mit dem Metaniobat, dem Mossit, $Fe[NbO_3]_2$, homoiomorphes Phosphat, wie der Xenotim, nicht auch ein Metaphosphat wäre, sondern ein Orthophosphat.

Es dürfte demnach wohl berechtigt sein, den Xenotim als $(YO).PO_3$ aufzufassen, analog mit $Fe[NbO_3]_2$, dem Mossit, — sowie auch mit $(TiO).TiO_3$ dem Rutil.

In dieser Beziehung ist auch ein Vergleich mit dem Monazit von Interesse. Der Monazit, das Ceriumphosphat, zeigt, wie zuerst schon von Prof. Th. Hiortdahl nachgewiesen, nahe morphotropische Relationen zum Xenotim. Wie dieser ist er optisch positiv, und die positive Bissectrix fällt bisweilen nahezu mit der Vertikalachse zusammen, nur einen ganz geringen Winkel mit dieser bildend; gleichzeitig ist auch der Achsenwinkel sehr klein, bisweilen so klein, dass das Achsenbild beinahe optisch einachsig aussieht.

Das Vertikalprisma m, {110}, des Monazit, ist auch nicht sehr verschieden von 90°, nämlich = 86° 34′, und die monokline Flächenvertheilung am Ende der Krystalle erinnert oft an tetragonale Ausbildung, abgesehen von der Achsenschiefe. Monazit verhält sich somit zum Xenotim so zu sagen ungefähr wie die monoklinen zu den rhombischen Pyroxenen, die Ersetzung von Y mit Ce hat eine Morphotropie hervorgerufen. Es ist nun sehr bemerkenswerth, dass der Monazit der pegmatitischen Gänge sehr häufig einen bedeutenden Gehalt an ThO_2 und SiO_2 enthält. Dieser Gehalt ist (von Penfield und anderen) öfters als eine Verunreinigung mit Thorit gedeutet. Ich will nicht verneinen, dass diese Erklärung vielleicht in einigen Fällen zutreffend sein möchte; selbst habe ich aber eine Anzahl Dünnschliffe von thorhaltigem Monazit auf Thorit untersucht, ohne eine derartige Verunreinigung vorzufinden. Unter der Annahme nun, dass der Monazit aus $(CeO).PO_3$ besteht — analog mit dem Xenotim $(YO).PO_3$ — würden wir aber in der molekülaren Mischung von $(CeO).PO_3$ mit einer homoiomorphen Verbindung $(ThO).SiO_3$ eine vollkommene Analogie zu der Mischung von $Fe[NbO_3]_2$ mit $(TiO).TiO_3$ im Ilmenorutil haben.

Es verdient hier auch an die ausserordentlich häufige regelmässige Verwachsung von Xenotim und Zirkon auf pegmatitischen Gängen erinnert zu werden; dieselbe ist so häufig, dass sie auf den norwegischen Pegmatitgängen als geradezu allgemein bezeichnet werden muss.

Daneben findet sich auf einer Anzahl Vorkommnisse auch ein eigenthümliches, gewöhnlich als Alvit, auch als Cyrtolit (Ander-

bergit, Tachyaphaltit etc.) bezeichnetes Mineral von Zirkonform, welches theils Yttererden etc., theils $(ZrO) . SiO_3$ und daneben auch häufig noch $(ThO) . SiO_3$ etc. enthält; da dies Mineral, so viel ich weiss, immer amorph (metamikt umgewandelt) scheint, darf ich vorläufig darüber keine Meinung haben, in wie fern hier ursprünglich nur eine regelmässig orientirte Verwachsung, oder vielleicht eine molekülare homoiomorphe Mischung vorliegt. Der Alvit muss deshalb genauer untersucht werden, ehe diese Frage sicher beantwortet werden kann.

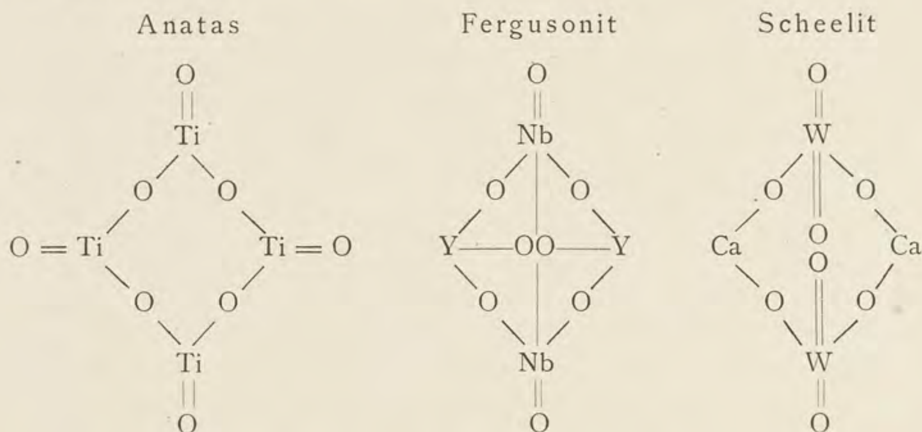
II. Verbindungen $R . RO_4$. — Die Anatasreihe.

Oben ist es angenommen, dass der Xenotim als $(YO) . PO_3$ aufgefasst werden muss. Es wäre um so mehr auffallend, wenn diese Auffassung nicht berechtigt wäre, wenn wir die Verwandtschaftsbeziehungen des Yttriumniobates, des Fergusonit, näher berücksichtigen. Dieser besitzt zwar scheinbar eine mit der empirischen Formel YPO_4 vollkommen analoge Formel, wesentlich $YNbO_4$; trotzdem ist der Fergusonit meiner Ansicht nach nicht, wie öfters angenommen, mit dem Xenotim homoiomorph. Es ist nämlich nicht nur das Achsenverhältniss, sondern auch der ganze Typus von denjenigen des Xenotim, des Mossit etc. gänzlich verschieden. Der Fergusonit kann deshalb nicht der typischen Reihe des Rutil-Zirkon-Xenotim-Mossit angehörig sein und dürfte deshalb auch nicht als eine mit dem Xenotim $(YO)PO_3$ analoge Verbindung $(YO)NbO_3$ aufzufassen sein, sondern muss, wie es auch aus den Analysen hervorgeht, (siehe darüber oben S. 37) eine Orthoverbindung sein.

Diese Auffassung wird auch dadurch bestätigt, dass der Fergusonit offenbar zu einer anderen Reihe, einer Reihe von Verbindungen $R . RO_4$ oder $R_2 . [RO_4]_2$ gehört, indem er erstens mit dem Scheelit, ferner wahrscheinlich auch mit dem Anatas homoiomorph sein dürfte:

Fergusonit	$\overset{III}{Y_2}[\overset{V}{Nb}O_4]_2$	Tetrag. bipyr.	
		a : c = 1 : 1.4643	(001) : (111) = 64° 13½′
Scheelit	$\overset{II}{Ca_2}[\overset{VI}{W}O_4]_2$	Tetrag. bipyr.	
		a : c = 1 : 1.5313	(001) : (111) = 65° 16½′
Stolzit	$\overset{II}{Pb_2}[\overset{VI}{W}O_4]_2$	Tetrag. bipyr.	
		a : c = 1 : 1.5667	(001) : (111) = 65° 42½′
Wulfenit	$\overset{II}{Pb_2}[\overset{VI}{M}O_4]_2$	Tetrag. pyr.	
		a : c = 1 : 1.5771	(001) : (111) = 65° 46′
Anatas	$\overset{IV}{Ti_2}[\overset{IV}{Ti}O_4]_2$	Ditetrag. bipyr.	
		a : c = 1 : 1.7771	(001) : (111) = 68° 18′

entsprechend den Formeln:



Theils um besser einer tetragonalen Symmetrie zu entsprechen, theils auch aus verschiedenen anderen Gründen, dürften die einfachsten Formeln $R . RO_4$ wohl wenigstens verdoppelt werden müssen, was für den Anatas auch schon früher von A. Schrauf, G. T. Prior u. a. angenommen ist; der Anatas wäre somit $Ti_2 . [TiO_4]_2$, der Fergusonit $Y_2[NbO_4]_2$ etc.[1]

Der Anatas ist vorzüglich spaltbar nach {111} und weniger gut nach {001}; der Scheelit hat ebenfalls gute Spaltbarkeit nach {111} und weniger gut nach {001}, sammt gut nach {101}; auch beim Wulfenit ist die Spaltbarkeit nach {111} »very smooth« (Dana) und weniger gut nach {001}; der Fergusonit ist metamikt umgewandelt und deshalb in der Regel ohne erkennbare Spaltbarkeit, obwohl einige Verfasser Spuren einer Spaltbarkeit nach {111} angeben. Die höhere Symmetrie würde sich bei dem Anatas durch grössere Symmetrie des Moleküls mit gleichwerthigen Atomen Ti (statt der ungleichwerthigen Atome bei den übrigen) erklären; man kennt ja wie bekannt dazu auch aus anderen Typen-Reihen mehrere Analogien.

---

[1] Siehe auch die Begründung dieser Annahme oben S. 37.
Die Molekülarvolume wären demnach:

		Sp. G.	V
Anatas	$Ti_2[TiO_4]_2$	3.95	81
Fergusonit	$Y_2[NbO_4]_2$	ca. 5.70	ca. 93
Scheelit	$Ca_2[WO_4]_2$	6.10	94
Wulfenit	$Pb_2[MO_4]_2$	7.00	103
Stolzit	$Pb_2[WO_4]_2$	8.13	112

Die Übereinstimmung der Molekülarvolume ist wie man sieht nicht eine sehr nahe, und würde dies um so weniger sein, wenn man auch, mit G. T. Prior den Calomel Hg_2Cl_2 (V. = 72) und den Matlockit Pb_2Cl_2O (V. = 70) als homoiomorphe Glieder hinzufügen würde.

Ein zwingender Beweis für die Auffassung des Rutil als $(TiO) . TiO_3$ und des Xenotim als $(YO) . PO_3$, sowie auf der anderen Seite für die Auffassung des Anatas als $Ti_2[TiO_4]_2$ und des Fergusonit als $Y_2[NbO_4]_2$ lässt sich zwar gegenwärtig nicht führen. Die oben angeführten Verwandtschaftsbeziehungen sprechen aber, wie mir scheint, entschieden für eine derartige Deutung.

III. Die Brookitreihe. Pyroxentypen.

Ganz wie wir bei den Nitraten und Carbonaten eine Anzahl homoiodimorphe Relationen haben (Kalkspath-Natronsalpeter, Aragonit-Kalisalpeter, ja ausserdem noch Barytocalcit $Ba . Ca . [CO_3]_2$ und $Ag . Na . [NO_3]_2$), bilden auch die Verbindungen TiO_2 [$= Ti . TiO_4$ oder $(Ti_2O_3)_2 . [TiO_3]_2$ oder $(TiO) . TiO_3$] und $Fe . [NbO_3]_2$ eine homoio-pleomorphe Gruppe, indem wir ausser den homoiomorphen tetragonalen Verbindungen Rutil und Mossit, auch die homoiomorphen rhombischen Glieder Brookit und Columbit haben (siehe oben S. 71 und 76). Es ist nun hier zu bemerken, dass der Brookit öfters einen Gehalt von FeO [1] (Fe_2O_3?) enthält; dieser Gehalt dürfte vielleicht als eine Verbindung $FeTiO_3$ gedeutet werden, oder vielleicht eher als die im Pseudobrookit vorhandene Verbindung (siehe unten).

Der Brookit ist homoiomorph mit dem Columbit und mit dem Pseudobrookit:

Nach Dana's Stellung des Columbit:

	Brookit	Pseudobrookit	Columbit
a : b : c =	0.84158 : 1 : 0.94439	0.87776 : 1 : 0.88475	0.82850 : 1 : 0.88976

Nach Schrauf's Stellung des Columbit:

	Brookit	Pseudobrookit	Columbit
a : b : c =	0.39608 : 1 : 0.37405	0.3798 : 1 : 0.3393	0.40093 : 1 : 0.35867

Über diese Homoiomorphie siehe näher oben (unter dem Columbit S. 71 u. 76).

Nun ist aber unter den Titanoniobaten eine Reihe Vorkommnisse der Mineralienreihe Euxenit-Polykras bekannt, deren Zusammensetzung am besten gedeutet werden kann als Verbindungen von

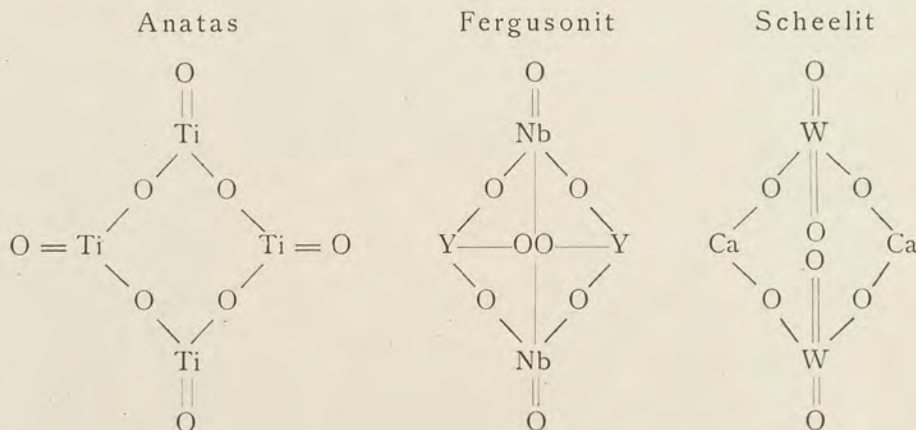
[1] Von dem Brookit existiren, so viel ich finden konnte, nur alte Analysen, aus den 50-er Jahren. Rammelsberg erwähnt nach H. Rose im B. von Snowdon 1.4 pC. Fe_2O_3, nach Hermann in dem von Ural 4.50, nach Romanowsky ebenfalls in dem uralischen B. 3.28 Fe_2O_3.

Metatitanaten mit Metaniobaten; diese Mineralienreihe ist unzweifelhaft homoiomorph mit dem Columbit. Bei dem Euxenit (Polykras) lässt sich die Analyse am einfachsten deuten unter der Voraussetzung, dass das Metatitanat eine Verbindung $\overset{IV}{R} . [TiO_3]_2$ sei, neben einer herrschenden Verbindung $\overset{III}{R}_2 . [TiO_3]_3$. Wenn nicht die Resultate der Pseudobrookitanalysen vielleicht dagegen sprechen könnten, würde es deshalb nahe gelegen haben auch bei dem Brookit analoge Verbindungen anzunehmen.

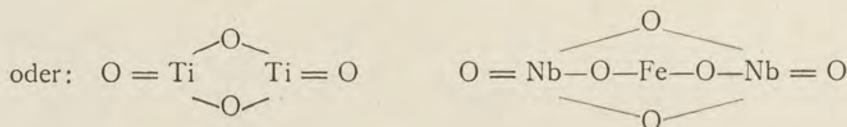
Wenn aber die oben versuchte Deutung des Pseudobrookit als $[\overset{III}{Fe}_2O]_2 . [TiO_3]_2 . TiO_4$ sowie des Brookit als $(Ti_2O_3)_2 [TiO_3]_2$ sich bestätigen sollte, dürfte es wohl nicht ausgeschlossen sein, dass auch in der Euxenit-Polykras-Reihe die Titanverbindungen in analoger Weise zu deuten wären.

Wir hätten dann nach dem Obenstehenden vielleicht die empirische Zusammensetzung TiO_2 im Anatas, Rutil und im Brookit in der folgenden Weise zu deuten:

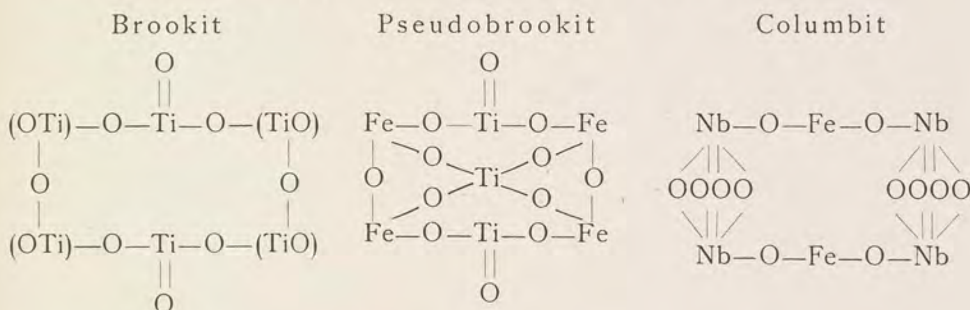
1. Anatas $\overset{IV}{Ti}_2 . [\overset{IV}{Ti}O_4]_2$ analog mit Fergusonit $\overset{III}{Y}_2 . [\overset{V}{Nb}O_4]_2$, Scheelit $\overset{II}{Ca}_2 . [\overset{VI}{W}O_4]_2$



2. Rutil $(\overset{II}{TiO}) . \overset{IV}{Ti}O_3$ analog mit Mossit $\overset{II}{Fe}\overset{X}{Nb_2}O_6$,



3. Brookit $(Ti_2O_3)_2[TiO_3]_2$, analog mit dem Pseudobrookit $[Fe_2O]_2 . [TiO_3]_2 . TiO_4$; und dem Columbit $Fe_2[NbO_3]_4$



Ich muss ausdrücklich hervorheben, dass diese Formeln nicht beabsichtigen, die uns unbekannte wahre Constitution der genannten Mineralien darzustellen, sondern nur ihre gegenseitigen Verwandtschaftsbeziehungen zu veranschaulichen.

Die beiden letzten Reihen können in Verbindung mit Metaniobaten homoiomorphe Glieder liefern, in der tetragonalen Reihe den Ilmenorutil, in der rhombischen Reihe die Euxenit-Polykras-Mineralien.

Prof. P. Groth hat für den Brookit (indem er die Pyramide n als die primäre nimmt) das Achsenverhältniss a : b : c = 0.5941 : 1 : 1.222 aufgestellt. Bei Umtauschen der c-Achse und der a-Achse mit einander erinnert dies Achsenverhältniss an dasjenige der Pyroxene:

Enstatit a : b : c = 1.0308 : 1 : 0.5885
Brookit —»— = 1.1222 : 1 : 0.5941

Es ist ja auch früher der Brookit mit den Pyroxenen zusammengestellt, ebenso wie auch der Columbit. Es ist nun in dieser Beziehung von Interesse daran zu erinnern, dass auch in der Pyroxenreihe, in der Abtheilung der Zirkonpyroxene, Metaverbindungen von Si, Zr und Ti mit Metaniobaten zusammen krystallisirt haben; so enthält der Wöhlerit ca. 13 %, der Låvenit ca. 4 % Nb_2O_5; beide haben ganz ausgesprochen den Typus der monoklinen Pyroxene[1].

IV. Verbindungen vom Hornblendetypus.

Es ist nun in dieser Verbindung von hohem Interesse, dass ebenso wie wir die Metasilikate der zweiwerthigen Elemente Mg, Ca, Mn, etc. theils mit Pyroxentypus, theils mit Hornblendetypus ausgebildet

[1] Siehe meine Auseinandersetzung. Zeitschr. f. Kryst. B. 16, II, S. 363 etc.

kennen (und zwar von beiden Typen theils rhombische, theils monokline, theils trikline Glieder), so kennen wir auch in der Reihe der Titano-Niobate theils Glieder, welche dem Pyroxentypus sich anschliessen, theils solche, welche sich dem Hornblendetypus der Metasilikate anschliessen. Die Pyroxene der Metatitanoniobate sind durch die Mineralien der Euxenit-Polykras-Reihe repräsentirt[1]; die Hornblenden durch die Mineralien der Blomstrandin-Prioritreihe, welche sich zu denjenigen der Euxenit-Polykras-Reihe ganz analog verhalten wie die Hornblenden zu den Pyroxenen (siehe oben S. 116). Auch die Achsenverhältnisse zeigen hier gewisse Analogien.

Anthophyllit	$(Mg,Fe)_4[SiO_3]_4$	$a : b : c = 0.5137 : 1 : ca. 0.3$
Elpidit	$Na_2 . H_6 . Zr . [SiO_3]_6$	—»— $= 0.51008 : 1 : 0.32604$ [2]
Blomstrandin	$n . \overset{III}{R}_2[TiO_3]_3$ / $\overset{III}{R}[NbO_3]_3$	—»— $= 0.4746 : 1 : 0.3376$ [3]

V. Verbindungen RRO_3 von regulärem Typus.

Es ist aber nicht nur in der tetragonalen Reihe der Mineralien der Rutil-Tapiolith-Xenotim-Gruppe und in den beiden rhombischen (und monoklinen) Reihen vom Pyroxentypus und vom Hornblendetypus, dass wir gemischte Glieder kennen, bei welchen Metasalze von Ti und von Nb zusammen krystallisirt haben. Wir finden dasselbe auch noch in anderen Reihen. So namentlich in der regulären Reihe, welche einerseits von Salzen, wie der mimetisch reguläre Perowskit $CaTiO_3$ und der Bixbyit $FeMO_3$, auf der anderen Seite auch von mimetisch regulären Niobaten, wie das von Holmquist dargestellte $NaNbO_3$, repräsentirt ist. Zu dieser Reihe gehören nämlich offenbar die Mineralien der Pyrochlorgruppe. Ich kann für diese Reihe auf die oben erwähnte Abhandlung von Prof. P. J. Holmquist hinweisen; es sind

[1] Zum Vergleich ist es von Interesse, die Analogie der Metaniobate mit den entsprechenden Antimoniaten zu constatiren, indem auch diese mit Metatitanat zusammen mit Pyroxentypus bei dem Derbylit repräsentirt sind:

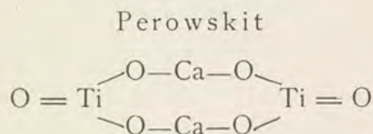
Enstatit	$MgSiO_3$	a : b : c	$= 1.0308 : 1 : 0.5885$
Derbylit	$5FeTiO_3 . Fe[SbO_3]_2$	—»— $= 0.9661 : 1 : 0.5503$ oder wenn die a-Achse und die b-Achse vertauscht werden	$= 1.0351 : 1 : 0.5696$

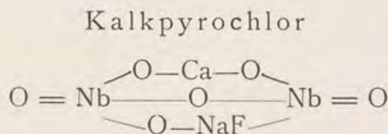
[2] Der Elpidit spaltet nach einem Hornblendeprisma mit Winkel 54° 3'.

[3] Die Länge der c-Achse mit 2 getheilt.

hier für den Perowskit und für den Ca-Pyrochlor folgende Konstitutionsformeln angenommen [1]:

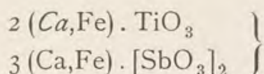
Perowskit Kalkpyrochlor



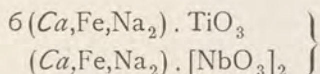


Über die Berechtigung dieser Formel wage ich keine Meinung zu äussern.

Von Interesse ist es, dass in dieser Reihe auch gemischte Glieder eingehen, welche mit dem Metatitanat zusammen auch noch Metasalze anderer 5-werthiger Elemente als Nb enthalten; so besteht der Lewisit aus:



analog mit z. B. dem Dysanalyt, welcher wesentlich aus



besteht (mit einem Theil der zweiwerthigen Elemente von 2/3 Ce ersetzt, wie auch beim Knoppit etc.).

Ebenso gehören zu dieser Reihe vielleicht die Salze $\overset{I}{K}.\overset{V}{J}O_3$ und $\overset{I}{Na}.\overset{V}{Br}O_3$, ferner $Ba[NO_3]_2$.

Der Typus der regulären Jodate und Bromate enthält auch Glieder, welche tetragonal sind mit sehr nahe regulärem Achsenverhältniss:

$Am.JO_3$ . . . . a : c = 1 : 1.014
$Ag.BrO_3$ . . . a : c = 1 : 0.943

Genau analog hat man auch entsprechend dem regulären Bixbyit $FeMnO_3$ den tetragonalen Braunit mit nahezu regulärem Achsenverhältniss:

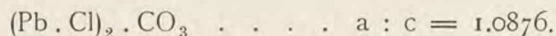
$(\mathit{Mn},Ba):(Mn,Si)O_3$ . . . . a : c = 1 : 0.9902.

Diese Zusammenstellung hat schon P. Groth gemacht. Es ist offenbar die Morphotropie hier in der Reihe der Manganate mit Änderung des Achsenverhältnisses von a : b : c = 1 : 1 : 1 beim Bixbyit

[1] Um der regulären Symmetrie zu entsprechen müsste diese Formel wohl verdreifacht werden; entsprechend sind die mimetisch regulären Mineralien dieser Gruppe nach Holmquist z. Th. aus drei einander durchkreuzenden tetragonalen Individuen zusammengesetzt.

zu 1 : 1 : 0.9902, beim Braunit bedeutend geringer, als z. B. die Änderung des Achsenverhältnisses (und Krystallsystemes) vom rhombischen $(Fe, Mg) . SiO_3$, dem Hypersthen, zum triklinen $MnSiO_3$, dem Rhodonit, — beide doch ziemlich allgemein und mit Recht als homoiomorphe Glieder der Pyroxengruppe aufgefasst.

Auch in der Reihe der Carbonate findet sich ein nahezu kubisches tetragonales Glied, der Phosgenit



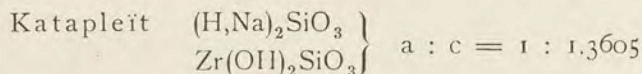
$(Pb . Cl)_2 . CO_3$ . . . . a : c = 1.0876.

VI. Verbindungen $R . RO_3$ vom rhomboëdrischen Ilmenit-Typus und vom rhomboëdrischen Kalkspath-Typus.

Noch eine Gruppe von Titanaten etc. ist zu erwähnen, nämlich die Glieder mit rhomboëdrischem Typus, die Gruppe der mit dem Titaneisenerz, dem Ilmenit, $FeTiO_3$, homoiomorphen Glieder

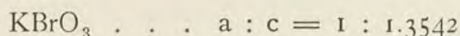
Ilmenit	$FeTiO_3$ . . .	a : c = 1 : 1.3846
Pyrophanit	$MnTiO_3$ . .	a : c = 1 : 1.369
Geikielit	$MgTiO_3$ . .	a : c = 1 : 1.370

Diese Gruppe ist schon von A. Hamberg näher erwähnt[1]. Er machte dabei auch aufmerksam auf die Homoiomorphie mit dem



Katapleït $\left.\begin{array}{l}(H,Na)_2SiO_3 \\ Zr(OH)_2SiO_3\end{array}\right\}$ a : c = 1 : 1.3605

welcher wieder vielleicht mit dem aus Schlacken bekannten hexagonalen Kalksilikat $CaSiO_3$ (?) homoiomorph ist. Ferner machte Hamberg auf die Homoiomorphie mit dem Kaliumbromat (trigonal oder ditrig. pyramidal)



$KBrO_3$ . . . a : c = 1 : 1.3542

aufmerksam[2].

Wie schon längst bekannt, sind mit den oben genannten trigonalen Titanaten auch homoiomorph die Sesquioxyde:

Ti_2O_3	oder	$\overset{III}{Ti}\overset{III}{T}O_3$	a : c = 1 : 1.316
Fe_2O_3	»	$FeFeO_3$	a : c = 1 : 1.359
Al_2O_3	»	$AlAO_3$	a : c = 1 : 1.364
Cr_2O_3	»	$CrCrO_3$	a : c = 1 : 1.368

---

[1] A. Hamberg. „Bemerkungen über die Titaneisen-Eisenglanz-Gruppe"; Geol. Fören. i Stockholm Förhandl. B. 12, S. 604.

[2] Siehe auch einige Bemerkungen in einer Abhandlung von H. Bäckström „Bidrag till frågan om Långbanitens plats i mineralsystemet; Ibid. B. 13, S. 271.

Im Ilmenit finden sich auch, wie bekannt, eine Reihe verschiedener Mischungen von $\overset{II}{Fe}\overset{IV}{Ti}O_3$ mit $\overset{III}{Fe}\overset{III}{Fe}O_3$.

Im Turmalin von Hamburg etc. fand R. B. Riggs (Amer. journ. of science, Jan. 1888, B. 35, S. 35—51) als Einschlüsse dünne, eisenschwarze, wahrscheinlich rhomboëdrische Schuppen, welche wesentlich aus TiO_2 bestanden. J. S. Diller fasste dieselben als eine vierte Form von TiO_2 auf. Sollten dieselben auch dieser Reihe angehörig gewesen sein und vielleicht als $Ti . [TiO_3]_2$ gedeutet werden können?

Ferner gehört wohl zu dieser Reihe der Jeremejewit $AlBO_3$ mit dem Achsenverhältniss a : 2 c = 1 : 1.3672, also gleich dem Korund $AlAlO_3$; auch die Volekülarvolumen sind für beide gleich, nämlich = 26.

Zu dieser Gruppe gehören ferner noch die Mineralien der Melanocerit-Steenstrupin-Gruppe, bei welchen die Achsenverhältnisse sind:

Melanocerit . . . . a : c = 1 : 1.2554; (0001) : (10$\bar{1}$1) = 55° 24′

Steenstrupin . . . a : c = 1 : 1.0842 » » = 51° 23′

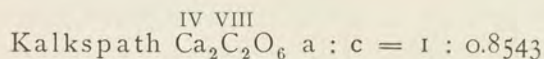
Im Melanocerit und Steenstrupin finden sich auch Mischungen von Gliedern des Typus $\overset{II}{R}\overset{IV}{R}O_3$ mit solchen des Typus $\overset{I}{R}\overset{V}{R}O_3$, nämlich im Melanocerit $\overset{IV}{R}$ = Si und C, $\overset{V}{R}$ = Ta und P; von $\overset{II}{R}$-Oxyden sind zwar CaO etc. vorhanden, dieselben sind aber meistens durch Sesquioxyde der seltenen Erden (Ce_2O_3, La_2O_3, Y_2O_3 etc.) ersetzt. Ebenso findet sich im Melanocerit wahrscheinlich eine Verbindung $(Y,Ce)_2\ B_2O_6$, die Verbindungen $Ca . (Ta,P)_2O_6$ und $Ca_2C_2O_6$ ersetzend.

Im Steenstrupin sind ebenfalls Metasalze wie $Na_2 . SiO_3$ und Metasalze von Nb und P gemischt; auch hier sind die Ceritoxyde vorherrschend.

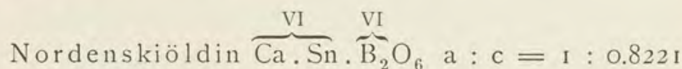
In diesen rhomboëdrischen Mineralien ersetzt somit die SiO_2 die Rolle der TiO_2 bei den rhombischen Reihen der Euxenit-Polykras-Mineralien, sowie der Blomstrandin-Priorit-Mineralien.

Im Melanocerit findet sich auch, wie erwähnt, ein Borat, vielleicht $\overset{VI}{\widehat{(Y,Ce)_2}} . \overset{VI}{\widehat{B_2}}O_6$; diese Verbindung spielt eine Hauptrolle in einem wahrscheinlich nahe verwandten Mineral, dem Cappelenit, a : c = 1 : 1.2903; (0001) : (10$\bar{1}$1) = 56° 8′; dies Mineral besteht hauptsächlich aus $(\mathit{Ba},Ca,Na_2,K_2)_2 . Si_2O_6$, $Y_2 . Si_3O_9$ und $(\mathit{Y},La,Di)_2 . B_2O_6$. Wie erwähnt, geht in dieser Reihe das mit YBO_3 vollkommen analoge Borat $AlBO_3$ im Jeremejewit ein.

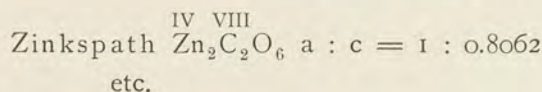
Dies verdient bemerkt zu werden, weil wir auch einen zweiten rhomboëdrischen Typus kennen, den Kalkspath-Typus, mit welchem ebenfalls ein homoiomorphes Borat bekannt ist, der Nordenskiöldin[1]:



Kalkspath $\overset{IV}{Ca_2}\overset{VIII}{C_2}O_6$ a : c = 1 : 0.8543



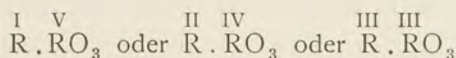
Nordenskiöldin $\overset{VI}{\overbrace{Ca . Sn}} . \overset{VI}{\overbrace{B_2}}O_6$ a : c = 1 : 0.8221



Zinkspath $\overset{IV}{Zn_2}\overset{VIII}{C_2}O_6$ a : c = 1 : 0.8062
etc.

Da wie bekannt der Natronsalpeter, $\overset{I}{Na}\overset{V}{N}O_3$ a : c = 1 : 0.8276 mit dem Kalkspath $\overset{II}{Ca}\overset{IV}{C}O_3$ homoiomorph ist, haben wir auch in der Gruppe des Kalkspath-Typus verschiedene, chemisch nicht analoge oder verwandte Verbindungen RRO_3 (wo das erste R ein-, zwei- oder dreiwerthig, das zweite R fünf-, vier- oder dreiwerthig sein kann) mit entsprechender Krystallform.

Aus der obenstehenden Zusammenstellung erhellt, dass, wie schon längst bekannt, Verbindungen der empirischen Zusammensetzung RRO_3, welche entweder



$$\overset{I}{R} . \overset{V}{R}O_3 \text{ oder } \overset{II}{R} . \overset{IV}{R}O_3 \text{ oder } \overset{III}{R} . \overset{III}{R}O_3$$

bedeuten kann, sich auf eine Anzahl verschiedener Typen vertheilen. Diese Typen gehören theils 1) dem regulären Systeme, theils 2) dem tetragonalen Systeme (Reihe des Zirkon-Typus), ferner 3) dem trigonalen System an — hier auf zwei verschiedene Reihen vertheilt (a. Reihe des Ilmenit-Typus und b. Reihe des Kalkspath-Typus); endlich gehören hierzu Verbindungen, die sich auf verschiedene Typen der Systeme mit drei ungleichwerthigen Achsen (dem rhombischen, dem monoklinen und dem triklinen System) vertheilen, nämlich theils 4) auf die Reihe a. des Aragonit-Typus, und die mit dieser nahe verwandten

---

[1] Der Kalkspath und der Nordenskiöldin haben auch, wie schon von Prior (l. c.) erwähnt, nahezu gleiche Molekülarvolumen, nämlich = 74, resp. 65.

Reihe, b. des Pyroxen-Typus, ferner 5) auf die Reihe des Hornblende-Typus.

Innerhalb der meisten dieser Typen-Reihen finden sich erstens sowohl Verbindungen $\overset{I}{R}\overset{V}{R}O_3$, als $\overset{II}{R}.\overset{IV}{R}O_3$- und $\overset{III}{R}.\overset{III}{R}O_3$-Verbindungen in homoiomorpher Ausbildung.

Ferner finden sich innerhalb der meisten dieser Typen-Reihen auch *gemischte* Verbindungen.

Was speciell die Frage von der Zusammenkrystallisation von Verbindungen $\overset{II}{R}.\overset{IV}{Ti}O_3$ (oder entsprechend $\overset{II}{R}.\overset{IV}{Si}O_3$ etc.) mit Verbindungen $\overset{II}{R}[NbO_3]_2$ (oder entsprechend $\overset{II}{R}[TaO_3]_2$ oder $\overset{II}{R}.[SbO_3]_2$ etc.) betrifft, so finden wir diese sowohl in der regulären Reihe (Pyrochlorgruppe; Lewisit etc.), und der tetragonalen Reihe (Ilmenorutil) als in den drei rhombischen Typenreihen (Euxenit-Polykras-Reihe; Derbylit; Blomstrandin-Priorit-Reihe).

Eine Musterung der Analysen der Mineralien der Euxenit-Polykras-Reihe, sowie der Mineralien der Priorit-Blomstrandin-Reihe macht es ganz unzweifelhaft, dass in diesen — wie übrigens auch in anderen — Mineralreihen Verbindungen von H_2TiO_3 und Verbindungen von $HNbO_3$ einander ersetzen. Die bis jetzt vorliegenden Analysen scheinen es aber wahrscheinlich zu machen, dass diese Ersetzung jedenfalls sehr allgemein nicht in beliebigen Proportionen, *sondern in bestimmten stöchiometrischen Verhältnissen* stattgefunden hat. Die einander entsprechenden und zusammen krystallisirbaren Metatitanate und Metaniobate sind somit zwar unzweifelhaft *geometrisch homoiomorph*, können aber aus gemeinsamer Lösung nicht immer homoiomorphe Mischkrystalle *mit beliebiger Mischung der Componenten* liefern.

Wenn man somit diejenigen homoiomorphen Verbindungen, welche homoiomorphe Mischkrystalle bilden und in homoiomorphen Mischungen von beliebiger Zusammensetzung aus gemeinsamer Lösung krystallisiren können, für sich als eine besondere Gruppe (die typischen isomorphen Krystalle im Sinne von *Mitscherlich*, *Retgers* etc.) unterscheiden möchte und ferner auf der anderen Seite diejenigen homoiomorphen Krystalle, welche *nicht* aus gemeinsamer Lösung Mischkrystalle bilden können, welche keine nähere chemische Analogie zeigen und somit nur geometrisch homoiomorph sind als eine zweite Gruppe (die *isotypen* Krystalle von *Rinne* etc.) abtrennen wollte, dann liesse sich nun hier zwischen diesen beiden Gruppen von homoiomorphen Krystallen, wie es scheint, eine *dritte* Gruppe gewissermassen als eine Übergangs-

gruppe einschieben, nämlich homoiomorphe Verbindungen, welche theils für sich in nahe verwandter Form derselben Typenreihe krystallisiren, theils auch noch homoiomorphe Mischkrystalle mit zwar wechselnden, doch nicht beliebigen, sondern festen, stöchiometrischen Verhältnissen der Componenten bilden können. Als ein Beispiel dieser Gruppe scheinen vielleicht die homoiomorphen Metatitanate und Metaniobate dienen zu können.

	Verbindungen vom Typus $\overset{I}{R}\overset{V}{R}O_3$	Verbindungen vom Typus $\overset{II}{R}\overset{IV}{R}O_3$	Verbindungen vom Typus $\overset{III}{R}\overset{III}{R}O_3$	Gemischte Verbindungen RRO_3
Reguläre Typen	$K . JO_3$ $Na . BrO_3$ $Ba . [NO_3]_2$ $Na . NbO_3$	$Mg . CO_3$, $Na_2 . CO_3$, $Na . Cl$ } Northupit $Ca . TiO_3$ Perowskit $Fe . MnO_3$ Bixbyit	$Sb . SbO_3$ Senarmontit	$6 (Ca, Fe, Na_2) . TiO_3$, $(Ca, Fe, Na_2) . [NbO_3]_2$ } Dysanalyt etc. $2 (Ca, Fe) . TiO_3$, $3 (Ca, Fe) . [SbO_3]_2$ } Lewisit
Anhang. Tetragonale nahezu reguläre Typen a : c = 1 : ca. 1.00	$Am . JO_3$ a : c = 1 : 1.014 $Ag . BrO_3$ a : c = 1 : 0.943	$(Pb . Cl)_2 . CO_3$ Phosgenit a : c = 1 : 1.0876 $(Mn, Ba) . (Mn, Si)O_3$ Braunit a : c = 1 : 0.9902		
Tetragonale Verbindungen der Reihe des Zirkon-Typus a : c = 1 : ca. 0.64	$(Fe, Mn) . [NbO_3]_2$ Mossit a : c = 1 : 0.6438 $(YO)PO_3$ Xenotim a : c = 1 : 0.61867	$(ZrO) . SiO_3$ Zirkon a : c = 1 : 0.6404 $(TiO) . TiO_3$ Rutil a : c = 1 : 0.6441 etc. $(MnO) . MnO_3$ Polianit a : c = 1 : 0.6647		$x (TiO) . TiO_3$, $Fe . TiO_3$, $y Fe . [NbO_3]_2$ } Ilmenorutil a : c = 1 : ca. 0.64
Trigonale Verbindungen der Reihe des Ilmenit-Typus a : c = 1 : ca. 1.37	$K . BrO_3$ a : c = 1 : 1.3542	$Ca . SiO_3$ (?) $(H, Na)_2 . SiO_3$, $Zr(OH)_2 . SiO_3$ } Katapleiit a : c = 1 : 1.3605 $Fe . TiO_3$ Ilmenit a : c = 1 : 1.385 $Mn . TiO_3$ Pyrophanit a : c = 1 : 1.369 $Mg . TiO_3$ Geikielith a : c = 1 : 1.370 $Ti . [TiO_3]_2$ (?)	$Al . BO_3$ Jeremejewit a : 2c = 1 : 1.3672 $Al . AlO_3$ Korund a : c = 1 : 1.364 $Fe . FeO_3$ Hæmatit a : c = 1 : 1.359 etc.	$Ba . SiO_3$, $2Y . BO_3$ } Cappelenit a : c = 1 : 1.2903 Ferner gehört hier die Melanocerit-Steenstrupin-Reihe } $\overset{II}{Fe} . \overset{IV}{Ti}O_3$, $\overset{III}{Fe} . \overset{III}{Fe}O_3$ } Titaneisenerz a : c = 1 : 1.385 $(Mn, Ca, Mg) . (Mn, Si)O_3$, $Fe . FeO_3$, $Sb . SbO_3$ } Longbanit a : c = 1 : 1.3694
Trigonale Verbindungen der Reihe des Kalkspath-Typus a : c = 1 : ca. 0.82	$Na_2 . [NO_3]_2$ a : c = 1 : 0.8276	$Ca_2 . [CO_3]_2$ Kalkspath a : c = 1 : 0.8543 etc. $Zn_2 . [CO_3]_2$ Zinkspath a : c = 1 : 0.8062	$Ca . Sn . [BO_3]_2$ Nordenskiöldin a : c = 1 : 0.8221	
Rhombische Verbindungen der Reihe des Aragonit-Typus	$K_4 . [NO_3]_4$ a : b : c = 0.4214 : 1 : 0.3566 $(Fe, Mn)_2 . [NbO_3]_4$ Columbit a : b : c = 0.40093 : 1 : 0.35867 $(BiO)_4 . [VO_3]_4$ Pucherit a : b : c = 0.4561 : 1 : 0.4281 $[(Sb, Bi)O]_4 . [(Ta, Nb) . O_3]_4$ Stibiotantalit (?)	$Ca_4 . [CO_3]_4$ Aragonit a : b : c = 0.4322 : 1 : 0.3470 etc. $(Ti_2O_3)_2 . [TiO_3]_2$ Brookit a : b : c = 0.39608 : 1 : 0.37405 $(Mg_2O)_2 . [SiO_3]_2$ Olivin (Forsterit) a : b : c = 0.41968 : 1 : 0.35790 etc.	$(Mg_2O)_2 . (MnO)_2 [BO_3]_2$ Pinakiolith a' : b' : c' = 0.4497 : 1 : 0.3843 $Sb_2Sb_2O_6$ (?) Valentinit a : b : c = 0.3914 : 1 : 0.3367 $As_2As_2O_6$ (?) Claudetit a : b : c = 0.4040 : 1 : 0.3445, $\beta = 93° 57$	$x . \overset{III}{R}_2 . [TiO_3]_3$, $\overset{III}{R} . [NbO_3]_3$ } Euxenit-Polykras a : b : c = 0.3789 : 1 : 0.3527
Verbindungen der Reihe des Pyroxen-Typus (Rhombisch, monoklin, triklin)		$Mg_2 . [SiO_3]_2$ Enstatit a : b : c = 1.0308 : 1 : 0.5885 etc. $Ca . Mg . [SiO_3]_2$ Diopsid a : b : c = 1.0522 : 1 : 0.5917, $\beta = 90° 22'$ etc. etc.		$5 Fe . TiO_3$, $Fe . [SbO_3]_2$ } Derbylith a : b : c = 0.9661 : 1 : 0.5503 ferner Wöhlerit (monokl.) Hiortdahlit (trikl.)
Verbindungen der Reihe des Hornblende-Typus (Rhombisch, monoklin, triklin)		$Mg_4 . [SiO_3]_4$ Anthophyllit a : b : c = 0.5137 : 1 : ca. 0.3 (?) etc. etc. $(Na_2, K_2, Fe)_4 . [(Si, Ti)O_3]_4$, $Na_2Al_2 . [SiO_3]_4$, $(Fe, Mn, Mg)_3 . Ca . [SiO_3]_4$ } Ainigmatit a : b : c = 0.6627 : 1 : 0.3505, $\alpha = 90° 6'$, $\beta = 102° 13'$, $\gamma = 89° 54'$ $Na_2 . H_6 . Zr . [SiO_3]_6$. Elpidit a : b : c = 0.51008 : 1 : 0.32604		$x . \overset{III}{R}_2 . [TiO_3]_3$, $\overset{III}{R} . [NbO_3]_3$ } Priorit-Blomstrandin a : b : ½c = 0.4746 : 1 : 0.3376

Mikrolith (?); Shepard und Pyrrhit (?); G. Rose.

Auf einer ca. 140 Gramm schweren Stufe von reinem Yttrotantalit von Hattevik, Dillingö bei Moss, fand sich an einer Seite eine dünne Kruste mit einer Anzahl von höchstens ein Paar Mm. grossen Oktaëdern eines tiefbraunen, durchscheinenden schweren Minerals. Ein Kryställchen wurde beseitigt und am Reflexionsgoniometer ein Winkel (111) : (1$\bar{1}$1) zu 70° 27′ gemessen.

Für eine Analyse genügte das Material bei weitem nicht; das Vorkommen von Yttrotantalit macht es wahrscheinlich, dass die Oktaëder entweder dem Mikrolith (wesentlich $CaTa_2O_7$) oder einem anderen Pyrochlor-ähnlichen Mineral angehörig gewesen sind.

Auf einer kleinen Stufe von Euxenit aus einem Pegmatitgang der Insel Kragerö bei Fredrikstad findet sich eine geringe Anzahl ganz winziger, bis 1½ mm. grosser Oktaëderchen von hell ledergelber Farbe, auf den Euxenitkrystallen angewachsen.

Die Flächen sind rundlich gekrümmt, doch unzweifelhaft auf ein reguläres Achsenverhältniss zu beziehen. Für eine Analyse fehlte auch hier das Material. Dem Aussehen nach gleichen diese Kryställchen vollkommen dem sogenannten Pyrrhit von Ural, und es dürfte in der That auch ganz wahrscheinlich sein, dass sie die chemische Zusammensetzung dieses Minerals besitzen.

Samarskit; H. Rose.

Im Jahre 1882 erwähnte ich[1] die Entdeckung des Samarskit an den granitischen Pegmatitgängen in Smålenene, östlich vom Kristianiafjord. Ich habe denselben später auch von anderen norwegischen Vorkommen erhalten und werde deshalb unten die verschiedenen, bis jetzt bekannten norwegischen Vorkommnisse dieses sonst recht seltenen Minerals näher erwähnen.

Ich entdeckte das Mineral zuerst auf einer Exkursion nach dem Pegmatitgangdistrikt östlich und südöstlich von Moss im Jahre 1879 auf zwei Gängen auf der Insel Dillingö in Vandsjö, ca. 5 Km. östlich von Moss, im Moss Kirchspiel.

1. An dem einen dieser Vorkommen, später »Bröggerhullet« genannt auf Tolåsen auf Dillingö, kam der Samarskit in grösseren derben Massen, bis zu mehr als 2 Kilogr. schwer vor, theils auch in kleineren, verhältnissmässig gut ausgebildeten Krystallen. Bei näherem Ansehen zeigte es sich, dass auch die scheinbar derben Massen in ein Aggregat von subparallel angeordneten dicktafeligen Krystallen an der Oberfläche ausliefen; in Folge der ausserordentlich spröden Beschaffenheit des Minerals liessen sich diese doch nur schwierig freilegen. Die derben Massen zeigen durchgehends eine ziemlich rein schwarze Farbe, mit fettartigem Glasglanz auf den krummen oder flachen Bruchflächen des kleinmuscheligen, splittrigen Bruches. Strich grünlichgrau.

An diesem Vorkommen kamen mit dem Samarskit zusammen in oft inniger Verwachsung grosse (bis faustgrosse) rauhe Tafeln von röthlichbraunem Monazit, beide gewöhnlich aufgewachsen auf grossen grünschwarzen Tafeln von chloritischem Biotit, dessen Flächen als Ansatzflächen für die Krystallisation des Samarskit und des Monazit gedient haben. Bisweilen zeigte sich der Raum zwischen zwei grösseren Biotittafeln fast vollständig gefüllt mit Monazit und Samarskit in inniger Mischung. Beide Mineralien zeigten sich ungefähr gleichzeitig auskrystallisirt, indem sie sich gegenseitig in der Krystallisation gehindert haben, bald der Monazit in den Samarskit hineinsteckend, bald umgekehrt.

[1] Neues Jahrb. f. Min. etc. 1883 I, P. 80 (Briefl. Mitth.).

Von diesem Vorkommen wurden auch die am besten messbaren Krystalle von Samarskit erhalten.

2. An dem zweiten Vorkommen auf Dillingö, später »Dobbelthullet« genannt, kam der Samarskit spärlicher und nur in ziemlich vereinzelten kleinen Krystallen vor, auch hier zusammen mit Monazit (in zierlichen kleinen Tafeln, oft Zwillingen nach 100).

3. In grösseren, an den Bruchflächen pechschwarzen Krystallen kam der Samarskit, stellenweise in der Gangmasse in nicht geringer Anzahl angehäuft, an dem Feldspathbruch »Aslaktaket« vor, im Walde bei Ånneröd, östlich von Vandsjö im Kirchspiel Våler, hier zusammen mit Columbit in regelmässiger Verwachsung (siehe weiter unten).

4. Wahrscheinlich in recht bedeutender Quantität kam der Samarskit ferner vor an einem Pegmatitgang, an welchem ebenfalls ein Feldspathbruch geöffnet war, bei Ödegårdssletten, auch im Kirchspiel Våler, (etwa 1 Km. SO. von dem Vorkommen bei Ånneröd). Ich erhielt von hier im Anfang der 80-er Jahre ziemlich grosse Handstücke von matt pechschwarzem Samarskit, und auch eine Anzahl recht guter Krystalle, wie diejenigen von Aslakhullet bei Ånneröd, häufig in regelmässiger Verwachsung mit Columbit.

5. Auch von einem anderen Pegmatitgang an einer nicht näher bekannten Lokalität im westlichen Theil des Kirchspiels Våler erhielt ich gleichzeitig eine Anzahl kleiner Stufen mit Krystallen von Samarskit.

Es sind somit bis jetzt von einem kleinen Gebiet östlich von Moss von nicht weniger als 5 Pegmatitgängen Krystalle von Samarskit bekannt; es dürfte unzweifelhaft sein, dass das Mineral hier in dieser Gegend noch an einer Reihe anderer Vorkommen auftritt, und überhaupt für die Pegmatitgänge auf der Strecke zwischen Dillingö und Ånneröd und weiter östlich neben dem Monazit das häufigste und am meisten charakteristische seltene Mineral derselben sein dürfte. Dieser Umstand verdient bemerkt zu werden, da der Samarskit bis jetzt gar nicht bekannt ist von den zahlreichen Pegmatitgängen der Granitgrenzzone in den südlicher belegenen Kirchspielen Rygge und Råde, wo z. B. der Columbit ganz allgemein verbreitet ist.

6. Von der Westgrenze des Granitgebietes, welche auf der Inselgruppe Hvaler — ganz wie die Nordgrenze in der Gegend S und SO von Moss — auch von Pegmatitgängen umsäumt ist, habe ich wieder einige wenige, schlecht ausgebildete, aber doch sicher bestimmbare Krystalle von Samarskit erhalten; dieselben wurden 1895 an die Mineraliensammlung der Universität Kristiania zur Bestimmung eingesandt, mit der Angabe, dass sie an einem Feldspathbruch auf Hvaler gefunden seien,

aber leider ohne genauere Angabe des Fundortes, der somit nicht näher bekannt ist.

Mit der unbestimmten Lokalitätsangabe »Arendal« finden sich ein Paar grössere derbe Stücke eines schwarzen Minerals, das ich für Samarskit halten möchte; diese Bestimmung ist jedoch unsicher. Ebenso unsicher ist die Bestimmung als Samarskit eines in grösseren derben Massen gefundenen schwarzen Minerals von dem grossen Feldspathbruch des Kalstadganges (oder »Sjåenganges«) in der Nähe von Kragerö. Während somit auf der Küstenstrecke Kragerö-Risör-Tvedestrand-Arendal andere Niobate und Tantalate, namentlich der Euxenit recht häufig verbreitet ist auf den hier auftretenden zahlreichen Pegmatitgängen, scheint der Samarskit hier ein seltenes Mineral zu sein.

7. Ein sicher bestimmtes Vorkommen von Samarskit ist wieder ein Feldspathbruch bei Iveland; in Sætersdalen, einige Meilen NW von Kristiansand; von diesem Vorkommen erhielt ich 1903 durch Herrn H. Jensen in Risör eine kleine Stufe mit schlechten, aber sicher bestimmbaren Krystallen von Samarskit.

Krystalle des Samarskit

wurden von allen oben erwähnten Vorkommen erhalten; die besten sind von Bröggerhullet auf Dillingö, von Ödegårdssletten in Våler und von Aslakhullet bei Ånneröd in Våler. Die Krystalle zeigten von allen Vorkommen ungefähr dieselbe Ausbildung.

In der Regel zeigten sie nur die drei ersten der folgenden beobachteten Formen:

a	$\infty\bar{P}\infty$	$\{100\}$
b	$\infty\breve{P}\infty$	$\{010\}$
e	$\bar{P}\infty$	$\{101\}$
c	$0P$	$\{001\}$
p	P	$\{111\}$
h	$\infty\breve{P}2$	$\{120\}$
l	$\infty\breve{P}3$	$\{130\}$
x	$2\bar{P}\infty$	$\{201\}$
z	$2\breve{P}2$	$\{121\}$

Die drei zuletzt erwähnten Formen sind für den Samarskit neu. Die Flächen sind an den meisten Krystallen ziemlich durchgehends recht eben; doch sind sie fast immer von einer dünnen, gewöhnlich bläulich grauen Oxydationskruste überzogen, weshalb die Messungen nur mit

Handgoniometer oder am Reflexionsgoniometer mittels angeklebter Glasblättchen ausgeführt werden konnten.

Die Flächen des in der Regel vorherrschenden Pinakoides {100} sind vertikal gestreift.

Für die Berechnung des Achsenverhältnisses wurden folgende Messungen zu Grunde gelegt:

(100) : (101) = 47° (Mittel von 8 verschiedenen Messungen)
(130) : (010) = 31°

woraus

$$a : b : c = 0.5547 : 1 : 0.5173,$$

was mit dem von E. S. Dana[1] für den Samarskit von Mitchel County, N. Carolina abgeleiteten Achsenverhältniss

$$a : b : c = 0.5456 : 1 : 0.5178$$

gut übereinstimmt, wenn in Betracht gezogen wird, dass die Messungen wesentlich mit Handgoniometer ausgeführt wurden.

	Berechnet	Gemessen
(100) : (101)	*47°	ca. *47°
(101) : ($\bar{1}$01)	86°	» 86½°
(100) : (201)	28° 12′	» 29°
(201) : ($\bar{2}$01)	123° 36′	—
(100) : (010)	90°	» 90°
(130) : (1$\bar{3}$0)	118°	—
(130) : (010)	*31°	» *31°
(120) : (1$\bar{2}$0)	95° 56′	—
(120) : (010)	42° 2′	» 41½°
(110) : (1$\bar{1}$0)	58° 2′	—
(110) : (010)	60° 59′	—
(111) : (010)	69° 16′	» 68°
(111) : (001)	46° 51′	» 47½°
(111) : (1$\bar{1}$1)	41° 28′	—
(111) : ($\bar{1}$11)	50° 22′	—
(111) : (11$\bar{1}$)	86° 18′	—
(121) : (010)	52° 53′	» 51½°
(121) : (001)	54° 20′	» 56°
(121) : (1$\bar{2}$1)	74° 14′	—
(121) : ($\bar{1}$21)	65° 54′	—
(121) : (12$\bar{1}$)	71° 21′	—

[1] Amer. journ. of science. 3 Ser. B. XI, S. 201 ff. (1876).

Die an dem amerikanischen Samarskit beobachteten Formen: das Prisma {110} und die Pyramide {231} wurden an den Krystallen der norwegischen Vorkommen nicht beobachtet.

Die Krystalle des norwegischen Samarskit sind, gleich wie die amerikanischen, fast durchgehends entweder tafelartig nach {100} an den beiden Seiten mit {010} und am Ende mit {101} als einzige Formen, oder sie sind ausgezogen nach der c-Achse mit denselben Formen. Nur ganz ausnahmsweise treten ausserdem die Formen {201}, {111}, {121} und {001} auf. Nur an einem Krystall fand ich das Prisma {120}, an einem anderen das Prisma {130}. Die beobachteten Combinationen waren somit (siehe Fig. 1, 2, 3, 6 und 7, Tab. V): {100} . {010} . {101}; {100} . {010} . {101} {130}; {100} . {010} . {101} . {120}; {100} . {010} . {101} . {201} . {121} . {001}.

Die Länge der Krystalle ist nach der c-Achse gewöhnlich 2 bis 3 cm., bei ca. 1/2 cm. Dicke; doch sind auch grössere Krystalle gefunden.

Chemische Zusammensetzung.

Von den oben genannten norwegischen Vorkommen von Samarskit wurden dasjenige von Ödegårdssletten (I) in Våler Kirchspiel Smålenene, sowie dasjenige von Aslaktaket (II) in Våler von Herrn Professor C. W. Blomstrand analysirt; in beiden Fällen wurden reine Stücke aus dem inneren metamikter Krystalle von Samarskit als Analysenmaterial angewandt.

Nebenbei sind unten zum näheren Vergleich auch einige Analysen von anderen Vorkommen von Samarskit angeführt, nämlich von dem Samarskit von Miask, Ural (III), (neueste Analyse, von K. von Chrustschoff. Verh. d. k. k. min. Ges. zu St. Petersburg, B. 31, S. 412—417) und von dem in Krystallen vorgefundenen Samarskit von Mitchel County, N. Carolina (IV) (neueste Analyse, von Rammelsberg, Zeitschr. der deutsch. geol. Ges. B. 29, S. 817 (1877)).

	I	II	III	IV
	Ödegårdssletten	Aslaktaket	Ural	Mitchel Co.
Nb_2O_5	38.83	46.44	32.02	41.07
Ta_2O_5	10.70	1.81	11.18	14.36
SiO_2	1.82	2.39	0.12	0.56
SnO_2	0.57	0.15	0.79	0.16
TiO_2	—	—	0.68	—
ZrO_2	0.62	0.79	1.03	—
GeO_2	—	—	0.07	—

	I	II	III	IV
	Ödegårdssletten	Aslaktaket	Ural	Mitchel Co.
ThO_2	2.51	2.59	1.73	—
UO_2	9.66	10.82	—	10.90
UO_3	6.78	5.38	11.23	
WO_3	—	—	1.41	—
Ce_2O_3	0.89	1.90	0.25	2.37
La_2O_3			0.37	
Di_2O_3			1.56	
Y_2O_3	9.07	8.33	7.83	6.10
Er_2O_3			13.37	10.80
Al_2O_3	0.36	0.45	0.19	—
Fe_2O_3	—	—	2.13	
FeO	4.40	4.08	11.15	14.61
MnO	0.86	0.79	0.69	—
BeO	0.30	0.64	—	—
MgO	0.13	0.19	0.41	—
ZnO	—	—	0.17	—
CaO	4.30	3.79	0.51	—
BaO	0.38	0.38	—	—
PbO	0.77	0.98	0.15	—
Na_2O	0.76	0.62	0.28	—
K_2O	0.08	0.08	0.21	—
H_2O	6.54	7.61	1.22	—
	100.33	100.21	100.75	100.93

Aus den obenstehenden Prozentzahlen ergeben sich folgende Quotientzahlen:

	I		II	
Nb_2O_5	0.1449	0.1690	0.1733	0.1773
Ta_2O_5	0.0241		0.0040	
UO_3	0.0235	0.0235	0.0188	0.0188
SiO_2	0.0303		0.0398	
SnO_2	0.0038	0.0392	0.0009	0.0471
ZrO_2	0.0051		0.0064	
ThO_2	0.0089	0.0444	0.0097	0.0497
UO_2	0.0355		0.0400	
$(Ce,La,Di)_2O_3$	0.0027		0.0057	
$(Y,Er)_2O_3$	0.0363	0.0425	0.0333	0.0432
Al_2O_3	0.0035		0.0042	
FeO	0.0611		0.0566	
MnO	0.0121		0.0115	
BeO	0.0120		0.0256	
MgO	0.0032		0.0050	
CaO	0.0768	0.1843	0.0677	0.1844
BaO	0.0025		0.0025	
PbO	0.0035		0.0047	
K_2O	0.0008		0.0008	
Na_2O	0.0123		0.0100	
H_2O	0.3633		0.4228	

Eine nähere Deutung der Analyse lässt sich gegenwärtig kaum durchführen und selbst einer allgemeineren Deutung stellen sich grosse Schwierigkeiten entgegen. Die Untersuchung von Dünnschliffen der analysirten Vorkommen zeigen folgende Verhältnisse, welche bei jeder Deutung berücksichtigt werden müssen.

Erstens erwies sich der Samarskit der untersuchten Dünnschliffe unter dem Mikroskop keineswegs homogen. Bei weitem die Hauptmasse der Schliffe besteht zwar aus einer fast absolut undurchsichtigen, nur äusserst schwach mit brauner Farbe durchscheinenden, ziemlich homogen aussehenden Substanz; diese selbst ist aber von feinsten Adern, theils doppelbrechender, theils isotroper Substanzen durchsetzt. Die fast undurchsichtige Haupt-Substanz der Schliffe erscheint, so viel eine Entscheidung darüber bei der geringen Durchsichtigkeit überhaupt möglich war, isotrop, also amorph, die durchsichtigen Substanzen des Adernnetzes sind aber offenbar von sehr verschiedener Beschaffenheit. Von sicher bestimmbaren Mineralien der Adern sind zu erwähnen: Spuren von Quarz, Feldspath und Kaliglimmer, mit Ausnahme des ersten Minerals jedoch alle in fast verschwindend geringer Menge. Ausserdem sieht man ein gelbliches, etwas pleochroitisches, stark licht- und doppelbrechendes Mineral mit einer hervortretenden Spaltbarkeit; man möchte bei demselben gern an eines der blättrigen Uranmineralien denken. Dann sind ferner stellenweise körnige, gelb durchsichtige isotrope (amorphe?) Partien an den Adern angehäuft. Endlich sind bräunliche und gelbliche Oxydhydrate (Ceritoxydhydrate?, Eisenoxydhydrat) zwischen den übrigen Zersetzungsprodukten des Samarskit abgesetzt.

Obwohl die schwarzen, fast undurchsichtigen Partien bei weitem ganz vorherrschend sind, so dass die an den Adern abgesetzten Zersetzungsprodukte und Spaltenfüllungen nur einen ganz geringen Antheil in der Zusammensetzung des Minerals ausmachen können, zeigt jedoch schon die amorphe Beschaffenheit der Hauptsubstanz, dass die analysirten Mineralien nicht das ganz unveränderte, ursprüngliche Mineral repräsentiren können.

Es ist demnach, allen Erfahrungen von anderen amorphen, umgewandelten (metamikten) Mineralien ähnlicher Zusammensetzung gemäss, ganz unzweifelhaft der Wassergehalt dem Mineral selbst ursprünglich fremd gewesen, und muss deshalb bei der Berechnung der Analyse unberücksichtigt gelassen werden; dass dies berechtigt ist, zeigt schon der Vergleich der analysirten norwegischen Vorkommen mit anderen analysirten Samarskiten, bei welchen der Wassergehalt ganz gering war (z. B. Samarskit von Mitchel Co. N. Carolina, welcher in den Analysen

theils als wasserfrei aufgeführt wird, theils mit 0.66, 0.72 bis 1.12 % H_2O; Samarskit von Ural mit nur 1.22 H_2O etc.)[1].

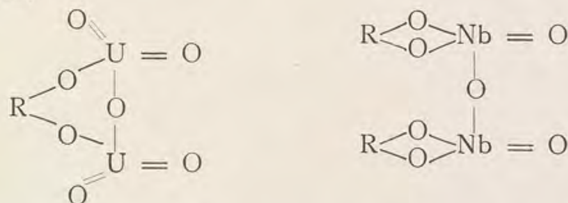
Ferner darf die SiO_2 aller Wahrscheinlichkeit nach z. Th. auf Verunreinigungen (namentlich mit Quarz) bezogen werden; dies gilt namentlich dem Samarskit von Aslaktaket.

Was die Zusammensetzung übrigens betrifft, darf es wohl als ziemlich unzweifelhaft angesehen werden können, dass die hauptsächliche Zusammensetzung des Minerals aus Paraniobaten (resp. Paratantalaten) der zweiwerthigen Metalle Fe, Ca etc., sowie der dreiwerthigen Metalle Y, Er, Ce etc. besteht.

Was die durch die Analysen gefundenen Gehalte von SnO_2, ZrO_2 betrifft, dürfte es wohl wahrscheinlich sein, dass dieselben (mit einem Theil der SiO_2) als säurebildende Bestandtheile aufgefasst werden müssen (confr. Yttrotantalit).

Dagegen dürften wohl die Gehalte von ThO_2 und UO_2 [2] umgekehrt als basische Bestandtheile eingehen (confr. Yttrotantalit).

Das UO_3 könnte vielleicht (analog mit dem WO_3 im Yttrotantalit) in einer Verbindung $\overset{(II\ XII)}{R\,U_2O_7}$ [3] (gewissermassen analog mit $\overset{(IV\ X)}{R_2M_2O_7}$) vorhanden sein:



Diese Verbindungen dürften wohl, analog mit z. B. $\overset{(III\ V)}{Y\,Nb\,O_4}$ und $\overset{(II\ VI)}{Ca\,WO_4}$, unter sich homoiomorphe oder partiell homoiomorphe Beziehungen zeigen können. Es scheint eine derartige Annahme in der That

[1] Es dürfte unzweifelhaft sein, dass mit der Wasseraufnahme eine Erniedrigung des spec. Gew. stattgefunden hat. So war das spec. Gew. des analysirten Samarskit von Aslaktaket mit 7.71 % H_2O nur 4.52, dasjenige des Samarskit von Ödegårdssletten mit 6.54 % H_2O nur 4.69, während das sp. Gew. des Samarskit von Mitchel Co. nach Rammelsberg 5.839, und des Samarskit von Ural mit 1.22 % H_2O nach v. Chrustschoff 5.899 war.

[2] UO_2 und ThO_2 sind mit einander isomorph (Hillebrand, Bull. U. St. Geol. Surv. Washington 1893, *113*, S. 41 und Zeitsch. f. anorg. Chemie 1893, B. III, S. 249) und ersetzen einander als isomorph in vielen Verbindungen (z. B. im Thorit).

[3] Verbindungen wie $K_2U_2O_7$, $Na_2U_2O_7$ etc. sind schon längst bekannt.

Es verdient übrigens bemerkt zu werden, dass das Salz Na_2UO_4 nach L. Mitchel rhombisch ist mit Combination {110}. {010}. {001} und mit Winkel (110) : $(1\bar{1}0)$ = 58° 36′, somit sehr nahe entsprechend dem Samarskit, wo dieser Winkel = 58° 2′ ist. (Zeitschr. f. Kryst. B. XXI, p. 266).

eine gewisse Wahrscheinlichkeit zu erreichen durch den Vergleich zwischen dem Samarskit und dem assymmetrischen Kaliumbichromat $K_2Cr_2O_7$, welches wohl mit dem angenommenen Biuranat $\overset{II}{R}U_2O_7$ homoiomorph sein könnte und mit einer Verbindung $K_2U_2O_7$ aller Wahrscheinlichkeit nach homoiomorph sein müsste. Wird dem Kaliumbichromat eine andere Aufstellung als die gewöhnliche gegeben, so dass die a-Achse als c-Achse, die b-Achse als a-Achse und endlich die c-Achse als b-Achse der neuen Aufstellung genommen wird, setzt sich das gewöhnliche Achsenverhältniss, mit Beibehalten der Grundform als solche, um in:

	(II XII) $K_2Cr_2O_7$	(IV X) Samarskit (wesentlich $(Fe,Ca)_2Nb_2O_7$)
a : b : c =	0.5511 : 1 : 0.5575	0.5547 : 1 : 0.5173
	$\alpha = 96° 3'$, $\beta = 90° 51\frac{1}{2}'$, $\gamma = 98°$	$\alpha = \beta = \gamma = 90°$

wobei:

(100) : (101) = 43° 41′		ca. 47°
($\bar{1}$00) : ($\bar{1}$01) = 44° 24′		
(100) : (110) = 26° 48′		ca. 29°
(100) : (1$\bar{1}$0) = 30° 47′		

Diese Beziehungen der Grundformen des $K_2Cr_2O_7$ und des Samarskit sind ferner von einer nicht unwesentlichen typologischen Übereinstimmung begleitet; sie sind einander deshalb jedenfalls ebenso nahe stehend, als z. B. den partiell homoiomorphen morphotropischen Beziehungen nach der Hydrargillit und die Borsäure, von welchen die erstere Verbindung monoklin, die andere triklin krystallisirt. Diese Beziehungen dürften deshalb nach meiner Ansicht die Annahme einer Verbindung $\overset{II}{R}U_2O_7$ oder vielleicht $\overset{I}{R}_2U_2O_7$ im Samarskit stützen.

Es dürfte diese Auffassung der Stellung des UO_3 im Samarskit vielleicht wenig plausibel erscheinen. Wenn man indessen das Urantrioxyd als Uranyloxyd $(UO_2)O$, als zweiwerthiges basisches Radical (z. B. die zweiwerthigen Elemente Fe, Ca etc. ersetzend) auffassen wollte, erhält man entschieden zu wenig Säurebestandtheile und bei weitem weniger gute Übereinstimmung zwischen den berechneten Zahlen und den Resultaten der Analysen. Für die Analyse des Samarskit von Ural (mit 11.23 UO_3) lässt sich die Berechnung überhaupt kaum auf eine Hauptzusammensetzung von Paraniobaten und Paratantalaten durchführen ohne die Annahme, dass das UO_3 als Säurebestandtheil, die M_2O_5-Oxyde ersetzend, im Mineral vorhanden sei.

Nach der oben vorgeschlagenen Deutung der Zusammensetzung der Samarskite von Ödegårdssletten und von Aslaktaket, sollten dieselben dann vielleicht aus den folgenden Verbindungen bestehen:

	I. Samarskit Ödegårdssletten	II. Samarskit Aslakhullet
$\overset{II}{R}O$	0.1726	0.1750
M_2O_5	0.0863	0.0875
$R_2M_2O_7$	0.2589	0.2625
$\overset{II}{R}O$	0.0117	0.0094
UO_3	0.0235	0.0188
RU_2O_7	0.0352	0.0282
$(U,Th)O_2$	0.0444	0.0497
M_2O_5	0.0444	0.0497
$(U,Th)M_2O_7$	0.0888	0.0994
$\overset{III}{R}_2O_3$	0.0255	0.0267
M_2O_5	0.0383	0.0401
$R_4[M_2O_7]_3$	0 0638	0.0668
$\overset{III}{R}_2O_3$	0.0170	0.0165
$(Si,Sn,Zr)O_2$	0.0340	0.0330
$\overset{III}{R}_2(Si,Sn,Zr)_2O_7$	0.0510	0.0495

Rest . . . 0.0052 SiO_2 entsprechend 0.31 % Quarz — Rest . . . 0.0141 SiO_2 entsprechend 0.85 % Quarz.

Diese Berechnung stimmt, wie man sieht, mit dem Befund der Dünnschliffe und den Analysen ganz befriedigend überein.

Es wäre nach dieser Deutung der vorliegenden sorgfältigen Analysen Blomstrands der Samarskit der südnorwegischen granitischen Pegmatitgänge der Hauptsache nach ein Paraniobat (resp. Paratantalat) von Uran (und Thorium), Eisen und Calcium sammt Metallen der Yttriumgruppe mit geringer Einmischung eines Silikats und eines Uranats. Mit dieser Zusammensetzung stimmt auch die Zusammensetzung der sicher ursprünglich krystallisirten Samarskite von Miask und Mitchel Co. N. Carolina gut überein.

Parallele orientirte Verwachsung von Samarskit und Columbit. (Ånnerödit).

Im Jahre 1881 beschrieb ich[1] unter dem Namen Ånnerödit ein muthmasslich neues Mineral von Ånneröd nahe bei Moss in Smålenene; das Mineral kam in ausgezeichneten Krystallen vor, deren Zusammensetzung nach der Analyse Blomstrands derjenigen des Samarskit nahe entsprach, während die Krystallform sich sehr nahe mit derjenigen des Columbit übereinstimmend zeigte. Das Mineral war somit sozusagen ein Samarskit in Columbitform, was allerdings sehr auffällig war, da der Samarskit ein Pyroniobat, der Columbit dagegen ein Metaniobat ist. Ich suchte dies eigenthümliche Verhältniss durch die Annahme zu erklären, dass das Mineral vielleicht als eine Pseudomorphose von Samarskit nach Columbit aufzufassen wäre.

Reichhaltige Einsammlungen aus späteren Jahren haben mir nun das Material geliefert, um zum richtigen Verständniss des »Ånnerödit« zu gelangen. Der Ånnerödit ist nämlich weder ein neues Mineral, noch eine Pseudomorphose, sondern eine gesetzmässige, orientirte Verwachsung von Columbit und Samarskit, wobei die Krystallform an kleinen, auf Samarskitkrystallen aufgewachsenen Krystallen von Columbit untersucht wurde, während das ausschliesslich aus Samarskit bestehende Innere der Parallelverwachsungen als Material für die chemische Analyse verwendet wurde.

Derartige orientirte Parallelverwachsungen von Samarskit und Columbit sind mir jetzt von einer Reihe der oben erwähnten Samarskitvorkommen bekannt; die besten Stufen habe ich von Ödegårdssletten in Våler, sowie von Aslakhullet bei Ånneröd in Våler erhalten.

Diese regelmässige Parallelverwachsung ist, so viel ich bis jetzt beobachtet habe, in der Weise ausgebildet, dass auf den Samarskitkrystallen kleine parallel orientirte Columbitkrystalle angewachsen sind, indem doch häufig die Krystallisation des Samarskit noch eine kurze Weile fortgesetzt hat, auch nachdem das Auskrystallisiren des Columbit schon angefangen hatte. Schliesslich ist nur Columbit abgesetzt.

Die Columbitkryställchen sind in Bezug auf die Samarskitkrystalle in der Weise orientirt, dass die gleich benannten Achsen beider Mineralien einander parallel sind[2]. (Siehe Fig. 9, Tab. V).

[1] Geol. Fören. i Stockholm Förhandl. B. V, No. 8, P. 354—367.
[2] Samarskit nach E. S. Dana's Aufstellung, Columbit nach A. Schrauf's Aufstellung.

Die Achsenverhältnisse beider Mineralien sind:

Samarskit von Bröggerhullet, Dillingö (E. S. Dana's Stellung)

$a : b : c = 0.5547 : 1 : 0.5173$

Columbit von Ånneröd (Messungen von W. C. Br.; A. Schraufs Stellung)

$a : b : c = 0.40369 : 1 : 0.36103.$

Das Verhältniss der Achsen a : c ist deshalb bei beiden Mineralien nicht allzu verschieden, nämlich:

Samarskit $a : c = 1 : 0.93258$
Columbit $a : c = 1 : 0.89432$

Dagegen ist das Verhältniss a : b, sowie dasjenige von b : c bei beiden Mineralien bedeutend verschieden; die beiden a-Achsen, (sowie die beiden c-Achsen) beider Mineralien verhalten sich zu einander ungefähr = zwischen $\frac{4}{3} : 1$ und $\frac{3}{2} : 1$.

Folgende Winkel der auftretenden Formen zeigen dann bei beiden Mineralien, wenn sie mit parallelen Achsen verwachsen sind, eine gewisse Annäherung:

Columbit		Samarskit	
(150) : (100) . . .	63° 29¼′	(130) : (100) . . .	59°
(130) : (100) . . .	50° 15½′	(120) : (100) . . .	48°
(201) : (100) . . .	29° 12′	(201) : (100) . . .	28° 12′
(131) : $(1\bar{3}1)$ . . .	77° 27′	(121) : $(1\bar{2}1)$ . . .	74° 14′
(131) : $(\bar{1}31)$ . . .	62° 41⅓′	(121) : $(\bar{1}21)$ . . .	65° 54′
(131) : $(\bar{1}\bar{3}1)$ . . .	108° 54′	(121) : $(\bar{1}\bar{2}1)$ . . .	108° 40′

Wenn man die Pyramide (131) beim Columbit, die Pyramide (121) beim Samarskit als Grundpyramide nehmen würde, würden somit folgende vergleichbare Achsenverhältnisse erhalten werden:

Samarskit $a' : b : c' = 1.1094 : 1 : 1.0346$
Columbit $a' : b : c' = 1.2028 : 1 : 1.0760$

Diese angenäherte Übereinstimmung muss wohl auf einer gewissen Ähnlichkeit im Baue der Krystallmoleküle beider Mineralien beruhen; sonst würde die so häufige, regelmässige und sicher gesetzmässige Orientirung beider Mineralien nicht erklärlich sein. Von einer wirklichen Homoiomorphie ist aber sicher gar nicht die Rede. Ich denke dabei nicht eben an die fehlende chemische Analogie; denn aus einer ganzen Reihe anderer Beispiele geht es mit voller Evidenz hervor, dass eine solche nicht eine nothwendige Bedingung für Homoiomorphie ist (z. B. die rhombischen und trigonalen Nitrate und Carbonate). Sondern ich

lege dabei Gewicht auf die Thatsache, dass der Samarskit und der Columbit auch an den Vorkommnissen, wo sie regelmässig in orientirter Verwachsung zusammen auftreten, beide typologisch gänzlich verschieden ausgebildet sind, so dass ihre herrschenden Formen (z. B. die Prismen }110{ und die Pyramiden }111{ beider Mineralien nach ihren ordinären Aufstellungen) gar keine einfachen Beziehungen zeigen, und auch in den Verwachsungen immer jedes Mineral für sich ihre eigenthümliche Ausbildung bewahren. Sie sind deshalb nicht homoiomorph, sondern nur gesetzmässig orientirt mit einander verwachsen; sie verhalten sich z. B. wie Kupferkies und Fahlerz, wie Staurolith und Cyanit u. s. w.

Es ist eine sehr auffallende Thatsache, dass mir kein einziges Beispiel des Zusammen-Vorkommens beider Mineralien auf norwegischen Fundorten bekannt ist, wo sie nicht gleichzeitig in orientirter Verwachsung auftreten, und meistens werden sie an den Vorkommnissen, wo sie beide auftreten, ausschliesslich in orientirten Verwachsungen vorgefunden.

In einigen Fällen (namentlich Ödegårdssletten in Våler) waren an grossen Krystallen von Samarskit nur vereinzelte kleine Krystalle von Columbit an den Krystallflächen des Samarskit, namentlich an }100{ aufgewachsen; beide Mineralien waren dann leicht aus einander zu halten. Anders war z. Th. das Verhältniss an dem zuerst beschriebenen Vorkommen des »Annerödit« von Aslaktaket bei Anneröd. Hier waren grosse Krystalle von Samarskit über ihre ganze Oberfläche mit einer dünnen Kruste von orientirten, parallelen Columbitindividuen bedeckt, so dass von der Krystallform des Samarskit nichts oder beinahe nichts zu sehen war. Da nun auch beide Mineralien ähnlich aussehen, mit schwarzer Farbe, und die Grenze der dünnen Columbit-Kruste gegen die reine Samarskitsubstanz oft kaum zu sehen ist, war es zuerst eine nahe liegende Annahme, dass die Krystallmessungen der äusseren Flächenbegrenzung auf die Substanz der ganzen Verwachsung zu beziehen waren, und dass in der That diese eine einheitliche Substanz repräsentirten. Da nun die äussere Krystallkruste von Columbitkryställchen von anhaftender Feldspathsubstanz schwierig zu befreien war, wurde ganz einfach die Oberflächenpartie der Krystallkomplexe weggeschlagen, um ganz homogene, reine Substanz für die Analyse zu schaffen; so kam es, dass für die chemische Untersuchung ganz reine Samarskitsubstanz ohne Mischung von Columbit angewandt wurde, und somit resultirte aus der ganzen Untersuchung die Aufstellung der neuen Mineralspecies »Annerödit«, die jetzt künftig zu streichen ist und nur als ein gutes Beispiel gesetzmässiger Orientirung verschiedener chemisch und

krystallographisch ungleichartiger Mineralspecies ein gewisses Interesse besitzt.

Die beiden oben angeführten Samarskitanalysen Blomstrands sind an derartigen, auswendig mit orientirten Columbitkrystallen bedeckten Samarskitkrystallen ausgeführt, von welchen der auswendig angewachsene Columbit sorgfältig entfernt war.

Die Analyse des Samarskit von Aslaktaket bei Ånneröd war eben aus demselben Vorkommen wie der zuerst beschriebene und analysirte »Ånnerödit«.

Yttrotantalit; Ekeberg.

Der Yttrotantalit war bis jetzt nur aus Ostschweden bekannt, aus der Umgegend von Stockholm (Ytterby bei Vaxholm) und Falun (Finbo und Broddbo). Im Jahre 1881 gelang es mir dies seltene Mineral an zwei verschiedenen Vorkommen in der Umgegend von Moss, östlich vom Kristianiafjord zu entdecken.

1. Yttrotantalit von Hattevik.

Ich fand den Yttrotantalit hier auf einer Exkursion im Sommer 1881, auf einem kleinen Feldspathbruch, an der Ostseite von Dillingö in Vandsjö, in der Nähe von Hattevik; es wurde auf der Halde eine kleine Anzahl Stufen gefunden, aber schon im folgenden Jahre war das Vorkommen ziemlich ausgebeutet, und in späteren Jahren ist, so viel mir bekannt, nichts mehr an dem Gang gewonnen worden. Das Mineral kam hier in derben, bis zu 1 Kilogr. schweren Klumpen in Feldspath eingewachsen vor; die ganze rauhe Oberfläche dieser schweren, beinahe halbmetallisch glänzenden, schwarzen Massen zeigte bei näherer Beobachtung unvollkommene Krystallflächen. Bei der Durchmusterung des ganzen Materiales gelang es dann schliesslich auch ein Paar deutlich erkennbare Krystallbruchstücke heraus zu präpariren, welche mit Anlegegoniometer gemessen werden konnten (siehe unten).

Der Yttrotantalit war von seltenen Mineralien nur von Monazit begleitet.

2. Yttrotantalit von Berg(?) in Råde.

Von einem jetzt nicht mehr bekannten Pegmatitgang angeblich vielleicht (?) in der Nähe von Berg (oder von Elvestad?) in Råde erhielt ich 1881 eine einzige Stufe mit schwarzen, stark glänzenden kleinen Klumpen von Yttrotantalit, welcher wieder theilweise mit kleinen Krystallaggregaten von nach {010} linealförmig ausgebildeten Columbitkrystallen bedeckt war; auf den letzteren waren wieder die früher von mir beschriebenen schönen Zwillinge von Mossit[1] angewachsen.

[1] W. C. Brögger. „Über den Mossit etc." Vid.-Selsk. Skrifter 1897, I, No. 7; (Kristiania) S. 19.

Auch von diesem Vorkommen gelang es ein Paar erkennbare, obwohl sehr rauh begrenzte Krystallbruchstücke des Yttrotantalit aus der Feldspathmatrix herauszukriegen.

3. Von anderen norwegischen Vorkommen als den beiden oben genannten ist der Yttrotantalit bis jetzt nicht mit voller Sicherheit bekannt. Doch fand ich vor einigen Jahren einen einzigen, äusserst rauh begrenzten Krystall eines schweren (sp. Gew. 5.48), an Bruchflächen braunschwarzen, sehr stark glänzenden Minerals an dem bekannten Pegmatitgange bei Helle östlich von Arendal, welcher dem Yttrotantalit so ähnlich sieht, dass die Annahme berechtigt sein dürfte, dass auch an diesem Vorkommen der Yttrotantalit als grosse Seltenheit auftritt. Der Krystall, dessen Querschnitt beinahe ganz rund ist, war, ehe er beim Auspräpariren aus dem Gestein zerbrach, ungefähr 8 cm. lang, bei einem Querschnitt von ca. 2 cm.

Krystallform des Yttrotantalit.

Der Yttrotantalit von Ytterby bei Stockholm wurde von A. E. Nordenskiöld krystallographisch untersucht[1]; die von ihm untersuchten Krystalle waren jedoch wie die norwegischen ganz rauh und unvollkommen ausgebildet und gestatteten somit keine genaueren Messungen. Sie wurden deshalb mittels eines »Oculargoniometers, befestigt an einem Nachet'schen Mikroskop« gemessen.

Was das von Nordenskiöld abgeleitete Achsenverhältniss betrifft, kann dasselbe deshalb natürlich nur ziemlich ungenau sein. Nach seinen Messungen wäre

$$(010) : (110) = 60° 54'$$
$$(010) : (011) = 41° 26'$$

Man erhält daraus[2]

$$a : b : c' = 0.5566 : 1 : 1.1330$$

Wird Nordenskiölds Form {011} als {021} aufgefasst, erhält man:

$$a : b : c = 0.5566 : : 1 : 0.5665$$

Was das Verhältniss der Achsen a : b betrifft, stimmt dies — und somit die Winkel der Vertikalzone — sehr nahe mit demjenigen des

[1] Öfvers. af Kgl. Sv. Vet. Akad. Handl. 1860; ebenso in Pogg. Ann. B. CXI, S. 278 ff., sammt in Journ. f. prakt. Chemie, B. 81, S. 193.

[2] Nordenskiöld selbst hat andere gemessene Werthe zu Grunde gelegt und erhält somit das etwas abweichende Achsenverhältniss: a : b : c = 0.54115 : 1 : 1.1330.

homoiomorphen Samarskit; für die c-Achse ist jedoch die Übereinstimmung weniger gut. An den Krystallen von Hattevik erhielt ich nun aber für den Winkel (101) : (100) mit Anlegegoniometer genau denselben Winkel wie bei dem Samarskit von Våler, nämlich 47°. Da dies Resultat an mehreren Krystallen mit genügender Übereinstimmung erhalten wurde, darf es wohl als sicher angesehen werden können, dass das Achsenverhältniss des Yttrotantalit und dasjenige des Samarskit in der That nahe übereinstimmend sind, so nahe, dass die verhältnissmässig unvollkommenen Messungen, welche bis jetzt für beide Mineralien allein erhalten wurden, nicht erlauben, eine bestimmte Differenz derselben zu fixiren.

Das aus der Messung Nordenskiölds (010) : (110) = 60° 54′ und aus meiner Messung (100) : (101) = 47° abgeleitete Achsenverhältniss:

$$a' : b' : c' = 0.5566 : 1 : 0.5173$$

soll deshalb keine bestimmte Abweichung, sondern nur die nahe Übereinstimmung des Achsenverhältnisses des Yttrotantalit mit demjenigen des Samarskit ausdrücken.

Die Krystalle von Hattevik sind, wie auch diejenigen von Berg (?), von einer bläulich grauen Oxydationshaut bedeckt und zeigen nur die Formen: {100}, {010} und {101}; von anderen Formen konnte keine einzige sicher bestimmt werden. Die Krystalle stimmen somit mit dem gewöhnlichsten Typus der Samarskitkrystalle von Våler und von Dillingö vollkommen überein (Fig. 1, Tab. V).

Chemische Zusammensetzung.

Sowohl das Vorkommen von Berg (?) als dasjenige von Hattevik wurden gütigst von Prof. C. W. Blomstrand analysirt; sie zeigen beide eine ziemlich nahe übereinstimmende Zusammensetzung. Zum Vergleich ist nebenbei Rammelsberg's Analyse des Yttrotantalit von Ytterby (Min. Chemie, S. 360) angeführt.

	I. Berg (?) in Råde.	II. Hattevik, Dillingö.	III. Ytterby.
Nb_2O_5	20.38	17.75	12.32
Ta_2O_5	39.53	37.26	46.25
WO_3	0.66	2.02	2.36
SiO_2	0.96	0.61	—
TiO_2	1.67	2.63	—
SnO_2	1.20	2.96	1.12
ZrO_2	0.57	0.46	—

	I. Berg (?) in Råde.	II. Hattevik, Dillingö.	III. Ytterby.
ThO_2	0.67	0.81	—
UO_2	3.85	4.48	1.61
Ce_2O_3	0.42	0.51	2.22 (Ce₂O₃ + La₂O₃)
La_2O_3	1.71	0.41	
Y_2O_3	12.48	12.52	10.52
Er_2O_3	3.58	3.54	6.71
FeO	7.48	7.61	3.80
MnO	1.85	1.01	—
MgO	0.15	0.15	—
BeO	0.35	0.58	—
CaO	1.28	2.42	5.73
PbO	—	0.30	—
Na_2O	0.57	0.81	—
K_2O	Spur	0.10	—
H_2O	0.51	1.16	6.31
	99.87	100.25	98.95
Sp. Gew.	5.92	5.85	5.43

Aus den oben angeführten Prozentzahlen der Analysen ergeben sich folgende Quotientzahlen:

	I		II	
Nb_2O_5	0.0760	0.1650	0.0663	0.1502
Ta_2O_5	0.0890		0.0839	
WO_3	0.0028	0.0028	0.0087	0.0087
SiO_2	0.0160	0.0496	0.0102	0.0667
TiO_2	0.0209		0.0329	
SnO_2	0.0080		0.0198	
ZrO_2	0.0047		0.0038	
ThO_2	0.0024	0.0166	0.0029	0.0194
UO_2	0.0142		0.0165	
$(La,Ca)_2O_3$	0.0065	0.0694	0.0029	0.0675
$(Y,Er)_2O_3$	0.0629		0.0646	
FeO	0.1039	0.1798	0.1057	0.2054
MnO	0.0261		0.0142	
BeO	0.0140		0.0232	
MgO	0.0037		0.0037	
CaO	0.0229		0.0432	
PbO	—		0.0013	
K_2O	—		0.0010	
Na_2O	0.0092		0.0131	
H_2O	0.0283		0.0644	

Das Atomgewicht der Yttriummetalle war in der Analyse I nach Blomstrand 103.5 (entspr. 255 für $(Y,Er)_2O_3$) in der Analyse II 101 (entspr. 250 für $(Y,Er)_2O_3$).

Betreffs der Deutung der Analyse können folgende Bemerkungen gemacht werden.

Was erstens den Wassergehalt betrifft, so ist derselbe, wie auch beim Samarskit (siehe oben) und wie bei amorphen metamikten Mineralien gewöhnlich, unzweifelhaft der Hauptsache nach sekundär; es ergiebt sich dies am deutlichsten aus dem Vergleich mit dem Wassergehalt des Yttrotantalit von Ytterby, — in Rammelsberg's Analyse 6.31 %, aber ausserdem schwankend von 5.3 bis 7.3 %. Der Wassergehalt steht hier, wie bei einer grossen Anzahl anderer Mineralien mit seltenen Erden und Säuren, in Verbindung mit der für diese Mineralien charakteristischen amorphen, metamikten Molekülarumlagerung[1]. Dass eine solche auch bei den Yttrotantaliten von Berg und Hattevik stattgefunden hat, zeigen Dünnschliffe beider Vorkommen.

Der Yttrotantalit von Berg erweist sich im Dünnschliff u. d. M. vollkommen homogen, gleichmässig tief braun gefärbt und nur schwierig durchsichtig. Zwischen gekreuzten Nikols verhält er sich absolut isotrop. Beim Erhitzen (bei Glühen) von Splittern verglimmt er lebhaft und zerspringt unter Funkenspritzen sehr leicht.

Dünnschliffe der erhitzten Splitter zeigen sich nachher absolut undurchsichtig wie Tantalit oder Columbit, und die Splitter selbst mehr metallisch glänzend. Es dürfte demnach höchst wahrscheinlich sein, dass hier beim Yttrotantalit von Berg, ganz wie beim Gadolinit von Ytterby[2] im Momente des Verglimmens eine Reconstruktion der ursprünglichen (rhombischen) Molekülaranordnung stattfindet, und dass die amorphe Substanz selbst nur eine Molekülarumlagerung der ursprünglichen Substanz darstellt, ohne dass, abgesehen von dem hier ganz unbedeutenden Wassergehalt, nennenswerthe Änderungen der ursprünglichen Zusammensetzung stattgefunden haben.

Auch der Yttrotantalit von Hattevik zeigt sich in Dünnschliffen braun durchsichtig, mit etwas hellerer Farbe; diese braune Substanz ist wie beim Yttrotantalit von Berg, vollkommen isotrop, amorph. Sie ist doch etwas weniger homogen, als dies letztere Vorkommen, ist durchsetzt von feineren Adern einer heller gelblich gefärbten Substanz, welche ebenfalls isotrop und amorph ist; dass diese gelbe Substanz offenbar schon eine chemische Veränderung der braunen darstellt, geht aus ihrem Auftreten längs feinen Spalten, welche in der Mitte mit fremden Ab-

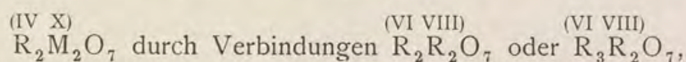
[1] Confr. W. C. Brøgger. Zeitschr. f. Kryst. B. XVI, II, S. 174—180, 110—132, 495 etc. sammt ibid. B. XXV, P. 427.

[2] Siehe: Walfr. Petersson. „Studier öfver Gadolinit". Geol. Fören. Förhandl. B. 12.

setzungen doppelbrechender Mineralien gefüllt sind, hervor. Diese Verunreinigungen machen doch im Ganzen nur sehr wenig aus. Auch der Yttrotantalit von Hattevik verglimmt etc., wie der von Berg, beim Erhitzen, und wird nach dem Verglimmen undurchsichtig in Dünnschliffen. Es ist demnach wahrscheinlich, dass auch der Yttrotantalit von Hattevik, obwohl etwas weniger homogen und unverändert (der Wassergehalt ist jedoch auch hier nur 1.16 %) als derjenige von Berg, der Hauptsache nach doch nur eine Molekülarumlagerung der ursprünglichen Substanz darstellt. Jedenfalls dürfte aber der Yttrotantalit von Berg für die Deutung der Analysen beider Vorkommen massgebend sein. Dass übrigens der Yttrotantalit von Hattevik theilweise mehr umgewandelt ist, als die analysirte Probe, erhellt daraus, dass das spec. Gewicht in anderen Proben nur 5.46 ausmachte (confr. den Yttrotantalit von Ytterby nach Rammelsberg mit 6.31 % H_2O bei sp. Gew. 5.43).

Es dürfte wohl ziemlich unzweifelhaft sein, dass in der Zusammensetzung beider Vorkommen, wie im Yttrotantalit von Ytterby, hauptsächlich Paratantalate (respective Paraniobate) der zweiwerthigen Metalle Fe, Ca etc., sowie der dreiwerthigen Metalle Y, Er, Ce etc. eingehen.

Zweifelhafter ist die Rolle der geringen Mengen von SnO_2, ZrO_2, sowie von TiO_2 und SiO_2. Was die SiO_2 betrifft, könnte man vielleicht dazu geneigt sein, dieselbe auf Verunreinigungen zu beziehen; in Betracht der grossen Homogenität des Yttrotantalit von Berg scheint dies jedoch kaum berechtigt und ist jedenfalls nicht nothwendig. Dass TiO_2 und SiO_2 beide als Säurebestandtheile aufgefasst werden müssen, ist kaum zweifelhaft; dasselbe dürfte aber auch den geringen Mengen von SnO_2 und ZrO_2 gelten. Dies geht aus dem Vergleich beider Vorkommen hervor, indem offenbar die geringeren Mengen von M_2O_5-Verbindungen im Yttrotantalit von Hattevik durch grössere Quantitäten von $\overset{IV}{R}O_2$-Verbindungen ersetzt sind. Wenn wir aber auch SnO_2 und ZrO_2 (sowie TiO_2 und SiO_2) eine säurebildende Rolle zuschreiben, so ist damit die Art der Verbindungen, in welchen sie auftreten, nicht gegeben. Man hat gewöhnlich ohne weiteres gepflegt, Verbindungen $\overset{II}{R}_2SiO_4$, $\overset{II}{R}TiO_4$ etc. anzunehmen. Dass aber derartige Orthoverbindungen mit den Paraverbindungen der M_2O_5-Säuren in homoiomorphen Mischungen eingehen sollten, scheint mir doch wenig wahrscheinlich. Eher dürfte dann vielleicht eine homoiomorphe Ersetzung der herrschenden Verbindung



$$\overset{(IV\ X)}{R_2M_2O_7} \text{ durch Verbindungen } \overset{(VI\ VIII)}{R_2R_2O_7} \text{ oder } \overset{(VI\ VIII)}{R_3R_2O_7},$$

also durch orthodikieselsaure, — orthoditansaure etc. Salze von zwei- oder

dreiwerthigen Elementen annehmbar sein. Eine derartige Annahme ist gegenwärtig selbstverständlich noch ganz hypothetisch, scheint mir aber dennoch bei der Berechnung der Analysen eine Prüfung zu verdienen. (Confr. die Berechnung der Samarskit-Analysen)[1].

Was die geringe Menge der WO_3 betrifft, möchte ich versuchsweise annehmen, dass dieselbe vielleicht in einer Verbindung $\overset{(II\ XII)}{RW_2O_7}$, die Hauptverbindung $\overset{(IV\ X)}{R_2M_2O_7}$ ersetzend, vorhanden sei (confr. die Auffassung des UO_3 im Samarskit).

Nach der oben versuchten Auffassung der Analysen sollte die Zusammensetzung der Yttrotantalite von Berg und von Hattevik vielleicht in folgender Weise gedeutet werden können:

	I. Yttrotantalit, Berg.	II. Yttrotantalit, Hattevik.
$\overset{II}{R}O$	0.1784	0.1967
M_2O_5	0.0892	0.0983
$R_2M_2O_7$	0.2676	0.2950
$\overset{II}{R}O$	0.0014	0.0044
WO_3	0.0028	0.0087
RW_2O_7	0.0042	0.0131
$(U,Th)O_2$	0.0166	0.0194
M_2O_5	0.0166	0.0194
$(U,Th)M_2O_7$	0.0332	0.0388
$\overset{III}{R_2}O_3$	0.0395	0.0217
M_2O_5	0.0592	0.0325
$R_4[M_2O_7]_3$	0.0987	0.0542
$\overset{III}{R_2}O_3$	0.0248	0.0458
$(Si,Ti,Sn,Zr)O_2$	0.0496	0.0916
$\overset{III}{R_2}(Si,Ti,Sn,Zr)_2O_7$	0.0744	0.1374
	Die Berechnung fordert 0.0051 SiO_2, entspr. 0.31 $^0/_0$ SiO_2 mehr als gefunden.	Die Berechnung fordert 0.0241 SiO_2, entspr. 1.45 $^0/_0$ SiO_2 mehr als gefunden.

[1] Ein Salz der Säure $H_6Si_2O_7$ ist vielleicht der Lorenzenit $Na_2[(Ti,Zr)O]_2Si_2O_7$. Das Prisma (110) : (1̄10) hat nach G. Flink den Winkel 62° 17′, entsprechend dem beobachteten Winkel (130) : (1̄30) = 62° am Samarskit. Wird das Prisma {110} des Lorenzenit demnach als {130} aufgefasst, und somit die b-Achse des Lorenzenit als a-Achse genommen und mit 3 getheilt, ferner die a-Achse als b-Achse genommen, setzt sich das Achsenverhältniss des Lorenzenit a : b : c = 0.6042 : 1 : 0.3592 um in a′ : b′ : c′ = 0.5484 : 1 : 0.5779, was nicht allzu verschieden von dem Achsenverhältniss des Samarskit (nach Dana) = 0.5456 : 1 : 0.5178 ist, und wenigstens für die Vertikalzone nahe übereinstimmt. — Eine Säure $H_6Si_2O_7$ ist auch von G. Tschermak angenommen (Sitzber. d. k. Akad. d. Wiss. Wien, Math.-nat. Kl. Bd. CXII, 1 Mai 1906, S. 362).

Die Berechnung der Analyse I stimmt, wie man sieht, recht genau mit den gefundenen Zahlen; bei der Analyse II ist die Übereinstimmung etwas weniger gut, in Betracht der grossen Schwierigkeiten, welche noch derartigen Analysen anhaften, immerhin nicht ganz ungenügend. Es verdient dabei namentlich auch berücksichtigt zu werden, dass die Berechnungen der Analysen der Yttrotantalite und der Samarskite in gleicher Weise durchgeführt wurden, und dabei das Resultat ergeben haben, dass bei den ersteren etwas zu wenig, bei den letzteren etwas zu viel Säure gefunden wurde.

Der Vergleich der Analysen beider Mineralien zeigt evident, dass sie aus isomorphen, analog zusammengesetzten Verbindungen bestehen, und sich wesentlich nur dadurch unterscheiden, dass in dem Yttrotantalit die tantalsauren, im Samarskit die niobsauren Verbindungen vorherrschen. Yttrotantalit ist so zu sagen ein Tantal-Samarskit, der typische Samarskit ein Niob-Samarskit.

Gedruckt 27. August 1906.

Erklärung der Tafeln.

Tab. I.

Fig. 1 & 2. Columbit von Aslaktaket bei Ånneröd, Smålenene; früher als »Ånnerödit« bezeichnet (in meiner Abhandlung über die Pegmatitgänge bei Moss, Geol. Fören. i Stockholm Förhandl. 1881, B. V, Tab. 13, Fig. 1 & 2).

Fig. 3. Mossit; Zwilling nach {101}; von Berg (?) oder Elvestad (?) in Råde, Smålenene.

Fig. 4. Ilmenorutil von Miask (umgezeichnet in anderer Lage nach N. v. Kokscharow's Originalfigur); Zwilling nach {101}.

Fig. 5. Ilmenorutil; Zwilling nach {101}; von Black Hills, Dakota; nach W. P. Headden und L. V. Pirsson; entsprechende Zwillinge sind auch aus dem Greifensteiner Granit von M. v. Miklucho-Maclay beschrieben (siehe S. 42).

Fig. 6. Ilmenorutil von Ausel bei Tvedestrand; Zwilling nach {101}; siehe S. 45.

Fig. 7. Euxenit, desminähnliches, garbenförmig verwachsenes Aggregat von subparallelen dicken Tafeln nach {010}; von Svinör, Ö. von Lindesnes.

Tab. II.

Fig. 1, 2 & 3. Columbit; erster Typus; gewöhnlicher Typus der dicktafeligen Krystalle von den meisten Vorkommen in Smålenene (Råde und Rygge), z. B. Karlshus, Halvorsröd etc.

Fig. 4. Columbit; kurze, oft beinahe würfelförmige Krystalle von Kure, Smålenene.

Fig. 5. Columbit; Zwilling nach {201}; Projektion auf {010}. Von Tangen bei Kragerø. $\frac{1}{1}$.

Fig. 6 & 7. Columbit; pseudohexagonaler Drilling nach {201}; Fig. 6 Projection auf {010}, Fig. 7 Projection auf {001} des Individuum No. I. Tangen bei Kragerö. Ca. $\frac{2}{1}$.

Fig. 8. Columbit; zweiter Haupttypus; z. B. Elvestad, Lorebö, Huggenæskilen etc.

Fig. 9. Columbit; Zwilling nach {201}; Ånneröd, Smålenene. $\frac{1}{1}$.

Fig. 10. Columbit; Zwilling nach {203}; Kure in Rygge, Smålenene. $\frac{1}{1}$.

Fig. 11. Columbit; häufiger Typus der Krystalle von Tangen bei Kragerö (confr. Fig. 5, 6 & 7).

Tab. III.

Fig. 1. Euxenit; häufigster Typus von Hvaler, Arendal, Sætersdalen, Lister.

Fig. 2. Euxenit; häufiger Typus der Krystalle von Kragerön bei Fredrikstad.

Fig. 3. Polykras; Rasvåg, Hitterö.

Fig. 4. Columbit; von Aslaktaket bei Ånneröd, Smålenene; Zwilling nach {150}; früher als »Ånnerödit« bezeichnet (l. c. S. 391).

Fig. 5 & 6. Polykras; Rasvåg, Hitterö.

Fig. 7 a & b. Polykras; Zwilling nach {201}; a. Projektion auf {201}, b. Projektion auf {010}. Rasvåg, Hitterö. Ca. $\frac{3}{2}$.

Fig. 8, 9, 10 & 11. Fergusonit (Fig. 9, 10 & 11 nach Figuren von P. Schei reproducirt); siehe S. 31 & 33.

Tab. IV.

Fig. 1, 3 & 5. Blomstrandin; unbekanntes Vorkommen auf Hitterö.
Fig. 2, 4 & 7. Blomstrandin; Urstad auf Hitterö.
Fig. 6. Blomstrandin; Lundekleven, Evje in Sætersdalen.

Tab. V.

Fig. 1, 2, 3, 6 & 7. Samarskit (Fig. 1 ausserdem Yttrotantalit) von Ödegårdssletten, Våler, Smålenene etc.
Fig. 4. Blomstrandin von Urstad, Hitterö.
Fig. 5. Blomstrandin von Frikstad, Iveland, Sætersdalen.
Fig. 8. Blomstrandin in orientirter Verwachsung mit Polykras; von unbekanntem Vorkommen auf der Insel Hitterö (siehe S. 115).
Fig. 9. Samarskit in orientirter Verwachsung mit Columbit; Aslaktaket, Ånneröd etc.

Tab. VI.

Übersichtskarte der Verbreitung der granitischen Pegmatitgänge auf der Strecke zwischen Smålenene und Stavanger Amt. Die wichtigsten Schaarungen von Pegmatitgängen sind mit kurzen, rothen Strichen angegeben.

Tab. VII.

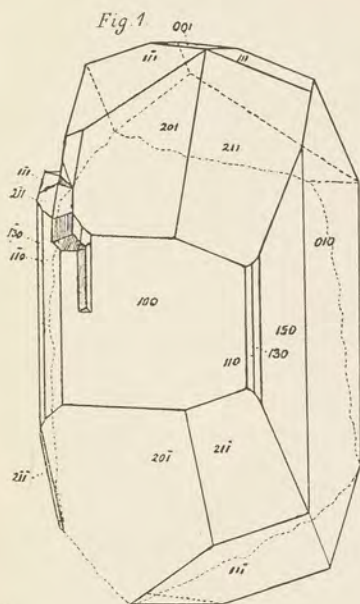
Feldspathbruch am Pegmatitgang von Tangen am Kammerfosselv bei Kragerö (Vorkommen des Phenakit, der Columbitdrillinge etc.).

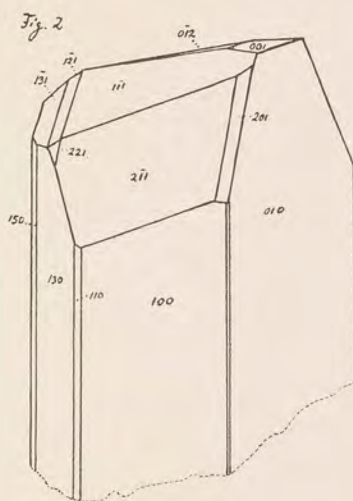
Der mächtige liegende, nach O. schwach geneigte Gang in Amphibolit wird oben von einer Platte von schieferigem Amphibolit bedeckt; links oben ist die Grenze scharf und gut sichtbar, rechts oben am Bilde ist die Grenze zackig und grosse Schollen des Amphibolit sind theils im Pegmatit eingesunken, theils von Apophysen des Pegmatit getrennt worden.

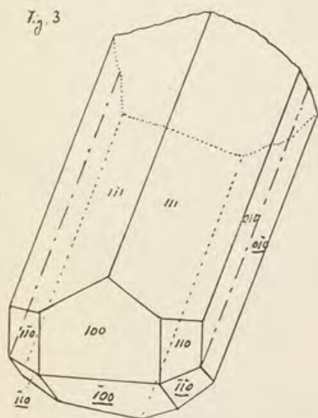
Tab. VIII.

Fig. 1. Pegmatitgänge bei Bagerovnen am Fossumfjord, Bamle, ca. 10 Kilom. NO von Kragerö; von Teislholmen (Abstand von Bagerovnen ca. $^1/_2$ Kilom.) photographirt. Ungefähr in der Mitte des Bildes sieht man drei ungefähr vertikale, stark verzweigte mächtige Pegmatitgänge, die von der Höhe des Abhanges nach dem Ufer hin fortsetzen. Sie leuchten mit weisser Farbe an dem schwarzen Felsen (Amphibolit) schon in weiter Ferne.

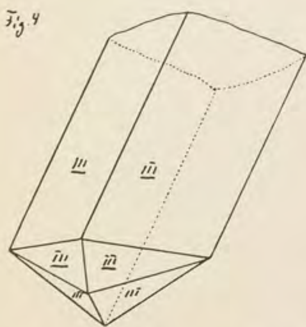
Fig. 2. Feldspathbruch des grossen Kalstadganges (»Sjåenganges«) W. von Kragerö. Der Gang streicht ungefähr W—O, mit steilem Fallen nach N und steht in Amphibolit. Die hohe Wand links am Bilde stellt die nördliche Seite der Gangmasse dar; eine Grubenöffnung ist unterhalb der Wand sichtbar.

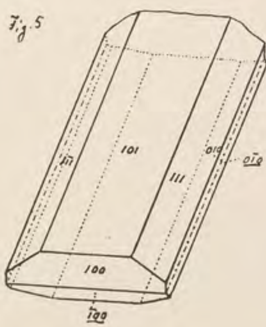


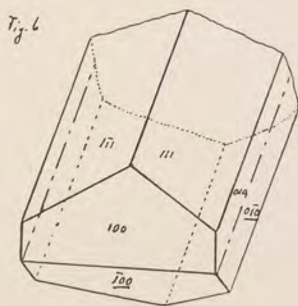










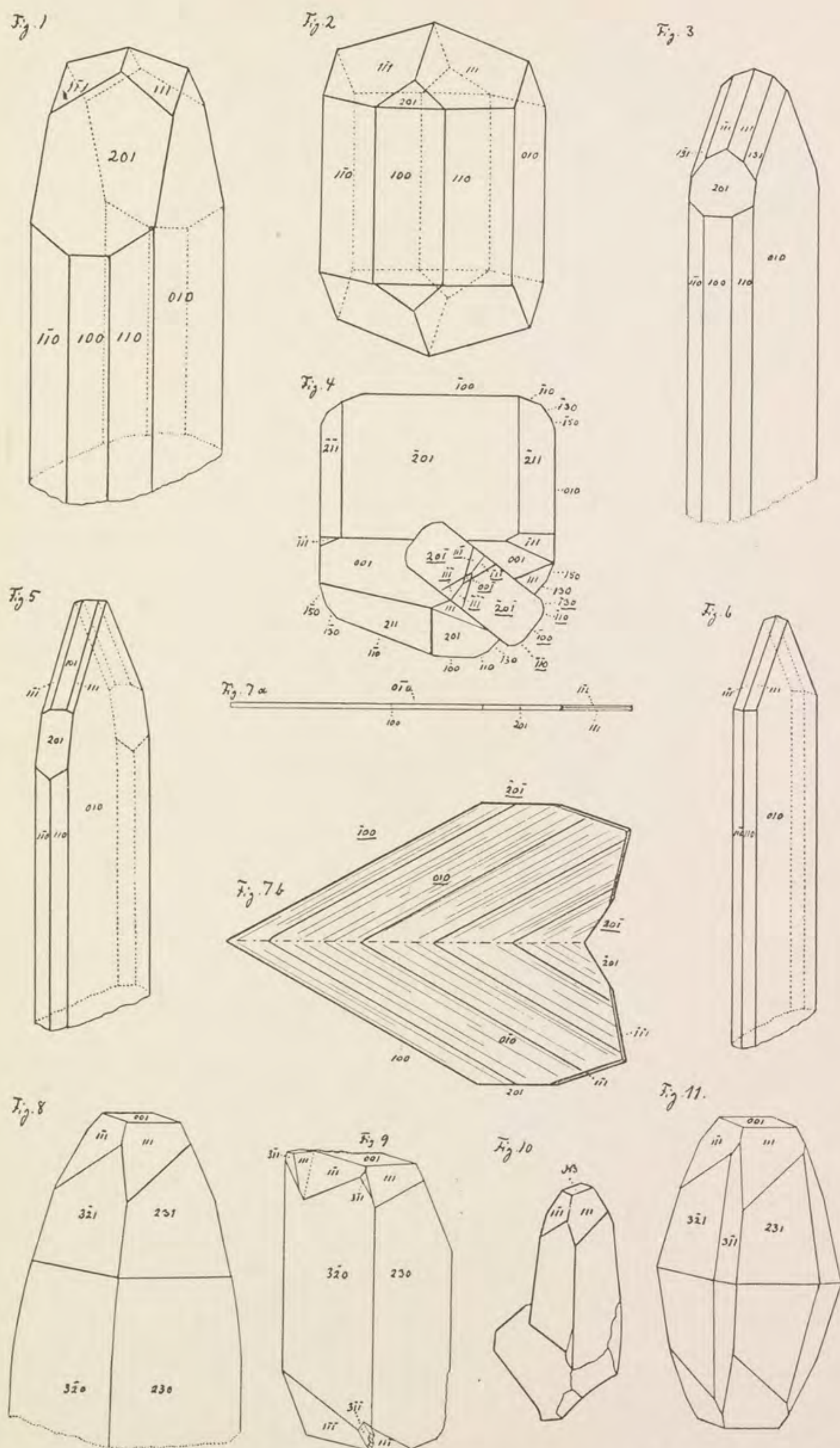


W. C. BR. & SIGFRID BERGH, del.

Fig. 1 & 2 Columbit. Fig. 3 Mossit. Fig. 4—6 Ilmenorutil. Fig. 7 Euxenit.

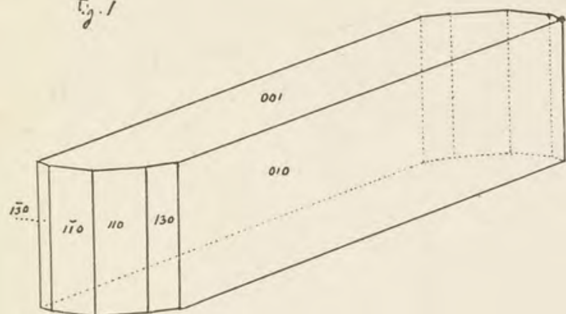
W. C. BR. & SIGFRID BERGH, del.

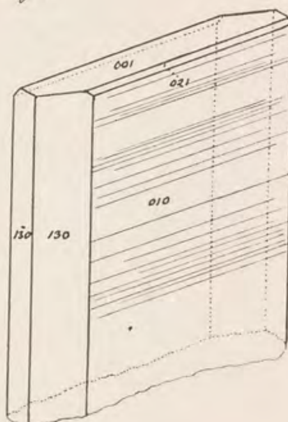
Fig. 1—11 Columbit.

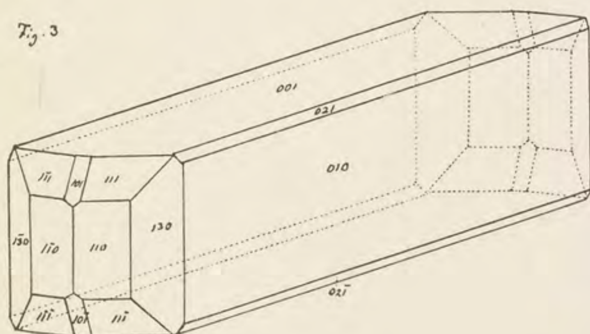


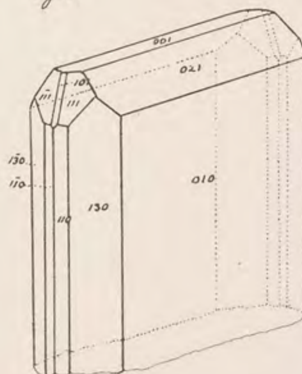
W. C. Br. & Sigfrid Bergh, del. (Fig. 8—11 nach P. Schei).

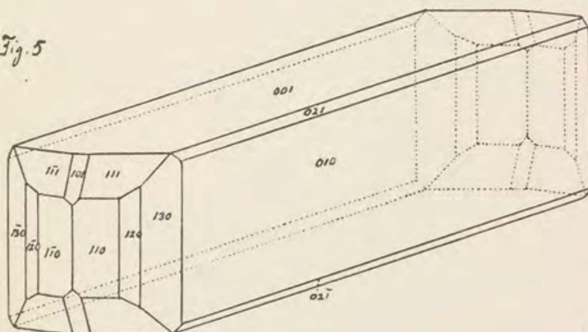
Fig. 1, 2 Euxenit. Fig. 3, 5, 6, 7a, b Polykras. Fig. 4 Columbit. Fig. 8—11 Fergusonit.

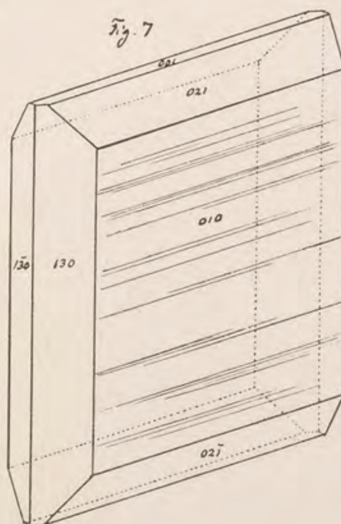


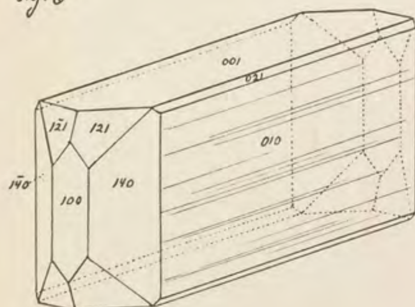






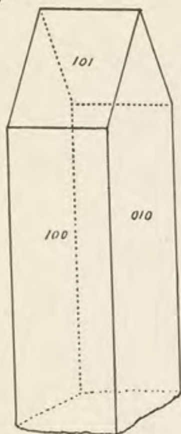


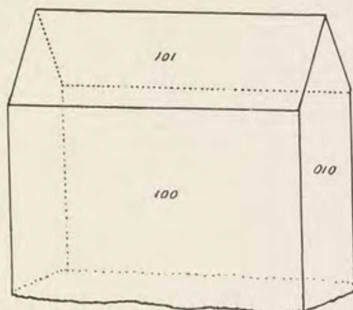


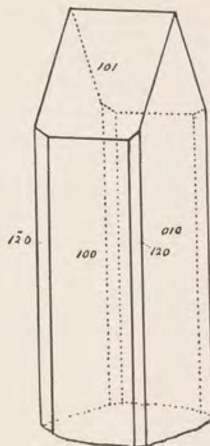


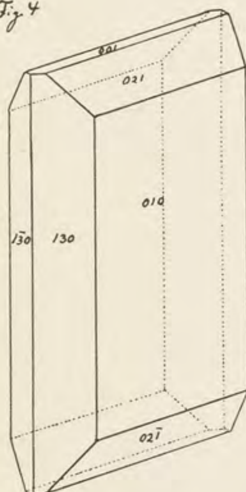
W. C. BR. & J. SCHETELIG, del.

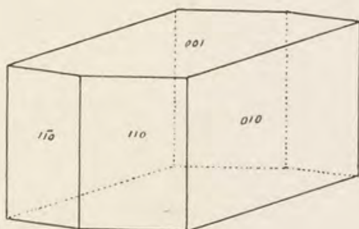
Fig. 1—7 Blomstrandin.

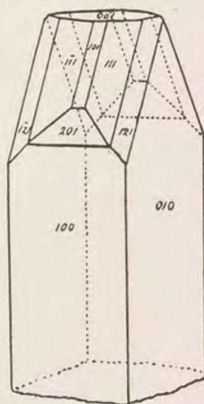


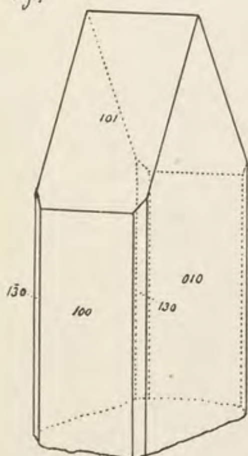


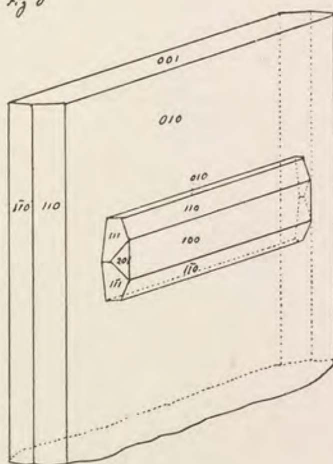


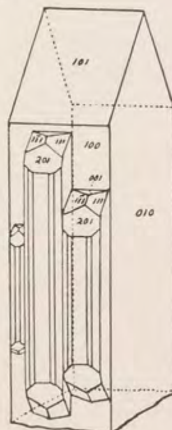






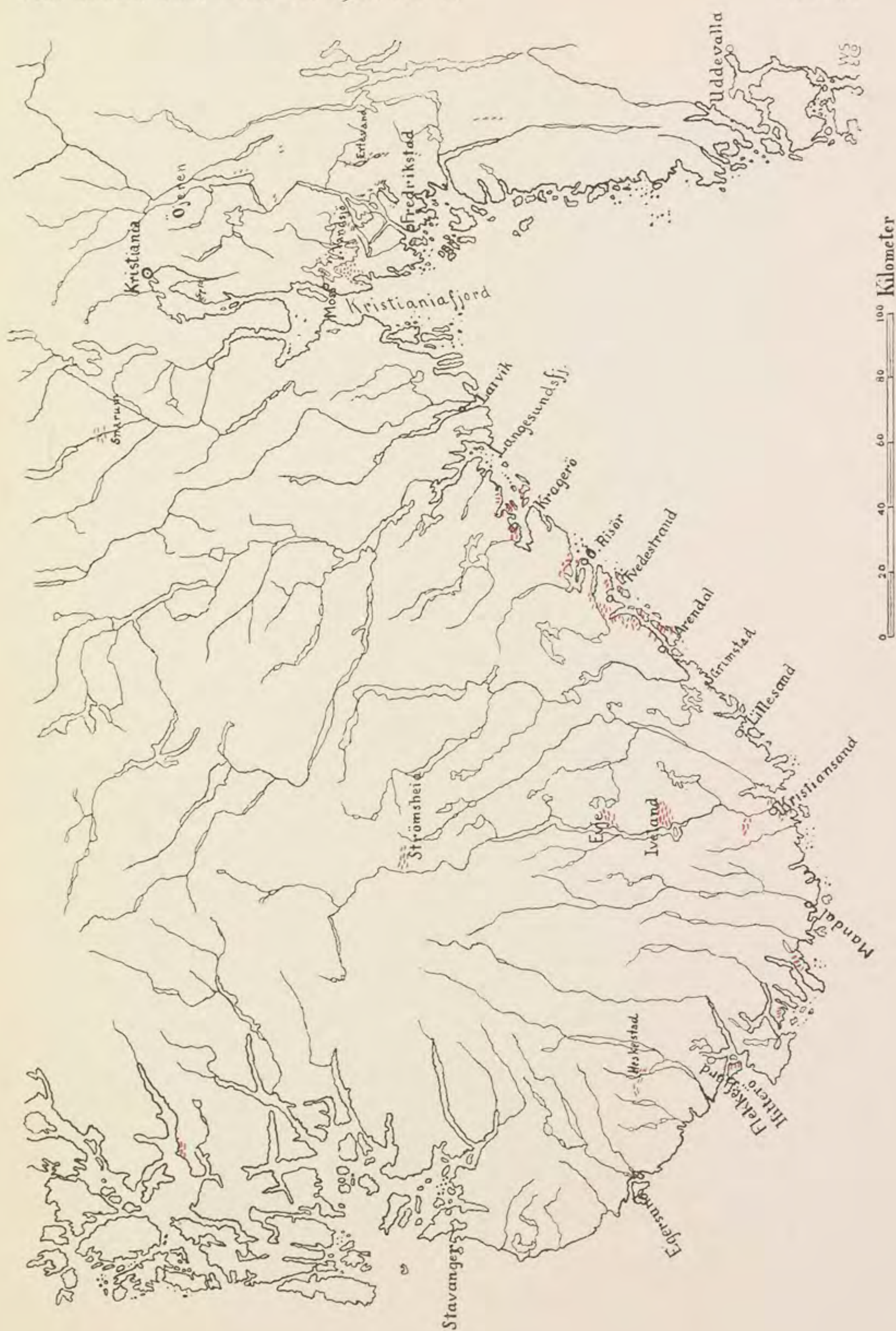






W. C. BR. & J. SCHETELIG, del.

Fig. 1—3, 6 & 7 Samarskit (& Yttrotantalit Fig. 1). Fig. 4 & 5 Blomstrandin.
Fig. 8 Blomstrandin in orientirter Verwachsung mit Polykras.
Fig. 9 Samarkit in orientirter Verwachsung mit Columbit.


Uddevalla
Fredrikstad
Öieren
Kristiania
Moss
Kristianiafjord
Larvik
Langesundsfj.
Kragerö
Risör
Tvedestrand
Arendal
Grimstad
Lillesand
Kristiansand
Mandal
Strömsheie
Evje
Iveland
Flekkefjord
Hitterö
Egersund
Stavanger
0
20
40
60
80
100
Kilometer



Pegmatitgang von Tangen am Kammerfosselv bei Kragerö.

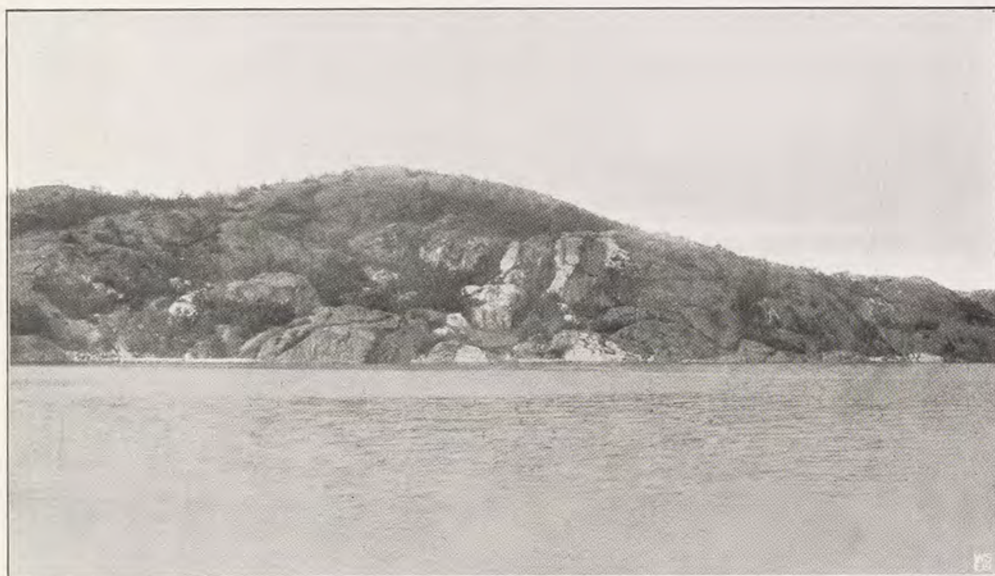


Fig. 1. Pegmatitgänge bei Bagerovnen am Fossumfjord, Bamle.



Fig. 2. Feldspathbruch des grossen Kalstadganges, W. v. Kragerö.

DIE MINERALIEN
DER SÜDNORWEGISCHEN GRANIT-PEGMATITGÄNGE

II. SILIKATE DER SELTENEN ERDEN
(Y-REIHE UND Ce-REIHE)

VON

W. C. BRØGGER, TH. VOGT,
J. SCHETELIG

(Videnskapsselskapets Skrifter. I. Mat.-naturv. Klasse. 1922. No. 1)

UTGIT FOR FRIDTJOF NANSENS FOND

KRISTIANIA
IN KOMMISSION BEI JACOB DYBWAD
1922

Fremlagt i den mat.-naturv. klasses møte den 3dje mars 1922.

A. W. BRØGGERS BOKTRYKKERI A/S

INHALT.

VORWORT.

Als ich 1906 den ersten Band der Serie: „Die Mineralien der südnorwegischen Granitpegmatitgänge" publizierte, hoffte ich eine Fortsetzung derselben mit einem zweiten Band, über die Silikate und Phosphate der seltenen Erdmetalle (der Y-Reihe und der Ce-Reihe), recht bald fertig zu bringen. Unmittelbar nach der Publikation des ersten Bandes der beabsichtigten Serie wurde aber meine Zeit infolge amtlicher Pflichten als Rektor der Universität und nachher als Direktor des mineralogisch-geologischen Museums (infolge der Aufführung eines neuen Gebäudes für seine Sammlungen und des Umziehens in diesen Neubau) durch viele Jahre so stark aufgenommen, daß mir für zeitraubende mineralogische Untersuchungen kein Otium übrig blieb. Und später wurde eine Fortsetzung der genannten Serie während mehrerer Jahre, teils durch stark herabgesetzte Gesundheit, teils durch andere wissenschaftliche Arbeiten erschwierigt, namentlich aber weil es mir in diesen Jahren notwendig schien, norwegischer Wissenschaft die nötige ökonomische Grundlage zu schaffen.

Ich hatte zwar schon 1913 eine Untersuchung einer größeren Anzahl von neu erworbenen Krystallen des 1903 und 1906 von mir beschriebenen Hellandits von Kragerö ziemlich fertig gemacht und hatte auch eine Untersuchung des Cergadolinits von Fyrisdal angefangen. Ein Abschließen der Durchmusterung der zahlreichen anderen norwegischen Vorkommen von Gadolinit, von Orthit etc. schien mir aber dennoch in absehbarer Zeit nicht leicht zu erreichen, und es schien mir unter diesen Umständen kaum mehr möglich, eine Fortsetzung der Untersuchung des großen, durch viele Jahre eingesammelten Materiales von seltenen Mineralien der norwegischen Granitpegmatitgänge allein durchzuführen.

Um unter diesen Umständen eine Fortsetzung der 1906 angefangenen Publikationsserie zu ermöglichen, hatte ich deshalb schon vor einigen Jahren meinem jüngeren Kollegen und Nachfolger als Direktor des mineralogisch-geologischen Museums, Herrn Professor J. Schetelig, das vorliegende bedeutende Material desselben von Gadolinit und Orthit zur Untersuchung übergeben. Selbst hatte er ferner ein großes Material des von ihm beschriebenen merkwürdigen Scandiumminerals: *Thortveitit* eingesammelt und untersucht.

Unterdessen war auch von Herrn Statsgeologen THOROLF VOGT ein neues ausgezeichnetes Vorkommen von Krystallen des früher nur unvollständig bekannten Yttriumsilikates *Thalenit* entdeckt und von ihm bearbeitet.

Um ein weiteres Aufschieben der Fortsetzung der schon 1906 angefangenen Publikationsserie über seltnere Mineralien der norwegischen Granitpegmatitgänge zu entgehen, schien es dann zweckmäßig, die oben genannten Untersuchungen über verschiedene Silikate von Scandium, sowie von den Metallen der Y-Reihe und der Ce-Reihe in einem zweiten Band dieser Serie zusammenzufassen. Daß der betreffende Thalenit aus einem nordnorwegischen, nicht aus einem südnorwegischen Granitpegmatit herstammt, schien kein genügender Grund zum Ausschließen desselben, um so mehr da dies Mineral aus südskandinavischen Pegmatitgängen (Österby in Dalarne, Åskagen in Värmland) früher bekannt ist.

Den Untersuchungen der oben erwähnten Silikate von Metallen der Y-Reihe hat J. SCHETELIG auch eine Notiz über den *Kainosit* beigefügt. Da die Y-haltenden Tantalate und Niobate (Yttrotantalit und Samarskit; Euxenit und Polykras; Blomstrandin und Priorit; Fergusonit) schon im ersten Band dieser Serie ausführlich besprochen wurden, sind somit von Y-reichen Mineralien aus den norwegischen Granitpegmatitgängen nur die Y-haltenden Titanite, der Yttrofluorit und der Xenotim übrig; sie sollen in einem dritten Band erwähnt werden.

Als Anhang sind schließlich von J. SCHETELIG einige ergänzende Bemerkungen über neue Vorkommen etc. der im ersten Band erwähnten Mineralien hinzugefügt.

Kristiania 26. Juni 1922.

W. C. Brøgger.

HELLANDIT, Brøgger

von

W. C. BRØGGER

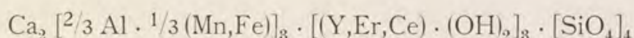
(mit Fig. 1 und Tafeln I–VI)

NEUE BEOBACHTUNGEN ÜBER DIE KRYSTALLFORMEN DES HELLANDITS

Der Hellandit wurde zuerst 1903 in einer vorläufigen Mitteilung auf Grundlage eines noch ziemlich spärlichen Materials beschrieben.[1] Ausführlichere Untersuchungen an reichlicherem Material wurden in einer vollständigeren Abhandlung im Jahre 1906 publiziert.[2]

Nach der Publikation dieser Abhandlung gelang es mir doch für die Mineraliensammlung der Universität ein neues, sehr bedeutendes Material von mehr als 200 Einzelkrystallen und Handstücken zu erwerben, die eine wesentliche Ergänzung der Kenntnis des bis jetzt nur aus zwei Pegmatitgängen in der Umgegend von Kragerö bekannten interessanten Minerals erlaubten. Dieses Material wurde durch eine genaue Durchmusterung der Schutthalde, die während des Abbaus des Pegmatitganges von Lindvikskollen unterhalb des Abhanges angehäuft war, eingesammelt; da die Hellandit führende Partie des Ganges angeblich vollständig ausgebeutet ist, dürfte neues Material aus dem Vorkommen kaum mehr zu erwarten sein.

Das Vorkommen und die Paragenesis der mit dem Hellandit zusammen auftretenden Mineralien (außer den Hauptmineralien des Pegmatitganges: *Turmalin, Fluorapatit,* große bootförmige Zwillinge von Yttrium haltendem *Titanit, Phenakit, Thorit, Zirkon* und *Orthit)* wurden schon in meiner früheren Abhandlung (1906) näher erwähnt. Auch die physikalischen und chemischen Verhältnisse des Hellandits wurden in dieser näher besprochen. Die unten mitgeteilten neuen Beobachtungen sollen deshalb auf ergänzende Mitteilungen über die Krystallformen, und namentlich über die Zwillingsbildungen des Hellandits beschränkt sein. Auf die frühere Abhandlung hinweisend, soll hier nur daran erinnert werden, daß der frische Hellandit wahrscheinlich ungefähr die folgende Zusammensetzung haben dürfte:



$$Ca_2\,[{}^2/_3\,Al \cdot {}^1/_3\,(Mn,Fe)]_3 \cdot [(Y,Er,Ce) \cdot (OH)_2]_3 \cdot [SiO_4]_4$$

Die aus der besten Analyse (nach Reduktion des H_2O-Gehaltes) hervorgehende wahrscheinliche chemische Zusammensetzung wäre wie früher mitgeteilt, etwa:

---

[1] W. C. Brøgger. „Über den Hellandit, ein neues Mineral". Nyt Mag. f. Naturvid. B. 41, S. 213—221. (1903).

[2] W. C. Brøgger. „Hellandit von Lindvikskollen bei Kragerö, Norwegen." Zeitsch. f. Kryst. & Min. B. XLII, S. 417—439. Mit einer Tafel (1906).

SiO_2	24.18		
Al_2O_3	10.59		
Fe_2O_3	2.80	9.25	
Mn_2O_3	6.45		
Ce_2O_3	1.10		
Y_2O_3	21.06	39.02	
Er_2O_3	16.86		
ThO_2	0.68		
CaO	10.71	11.50	
MgO	0.11		
H_2O	5.46		
	100.00		

Härte bei dem frischen Hellandit 7.55 *Sp. Gew.* bei dem frischesten Hellandit wenigstens 3.70.

Die Umwandlung des Hellandits in eine amorphe, waßerreichere braune Substanz, und schließlich in eine fast reinweiße oder gelblich weiße, erdige weiche Masse wurde früher ausführlich beschrieben. Durch eine von Herrn Ingeniör L. THOMASSEN im Mineralogischen Institut (Direktor V. M. GOLDSCHMIDT) ausgeführte röntgenspektrographische Analyse des weißen Endprodukts der Hellanditumwandlung wurden die folgenden Metalle der seltenen Erden nachgewiesen: Yttrium, Cassiopeium, Aldebaranium, Erbium, Holmium, Terbium, Gadolinium, Samarium.

In einem ungewöhnlich großen, unten näher beschriebenen Zwilling (Fig. 2, Pl. IV) wurde im Kern deßelben eine ganz kleine Partie von wahrscheinlich vollkommen frischem Hellandit entdeckt; dieselbe zeigt *graue* Farbe und *Glasglanz,* und deutliche Spuren einer Spaltbarkeit nach {001}. Die Quantität dieser frischen Subtanz ist leider viel zu gering um bei Aufopferung des schönen Krystalls einer Analyse zu genügen.

Im Ganzen sind am Hellandit bis jetzt folgende einzelne Krystallformen bestimmt:

c = {001}	l = {120}	n = {320}	x = {$\bar{1}$01}	k = {203}	o = {011}
a = {100}	m = {110}	r = {$\bar{1}$03}	e = {$\bar{2}$01}	h = {101}	p = {$\bar{1}$22}
b = {010}	g = {540}	d = {$\bar{1}$02}	t = {205}	q = {301}	s = {$\bar{3}$22}

Das Achsenverhältniss wurde schon früher bestimmt; ich habe durch neue Messungen versucht, dasselbe wenn möglich noch genauer zu bestimmen, es zeigte sich aber, daß jeder Versuch einer Verbesserung derselben zu Resultaten führte, welche mit dem vorliegenden gesammten Material von guten Messungen weniger gut übereinstimmend waren. Namentlich zeigte sich größere Annäherung des Winkels {$\bar{1}$03} : {100} an 90° durch die versuchten neuen Berechnungen wenig wahrscheinlich. Ich führe deshalb das früher gefundene Achsenverhältnis:

$$a : b : c = 2.0646 : 1 : 2.1507; \ \beta = 109° 45'$$

als das wahrscheinlich annähernd richtige unverändert auf.

Die folgende Tabelle giebt die wichtigsten berechneten und gemessenen Winkel an.

		Berechnet	Gemessen
l : ′l	$= (120):(1\bar{2}0)$	151°8′	—
l : b	$= (120):(010)$	14°26′	14°25′
l : a	$= (120):(100)$	75°34′	—
m : ′m	$= (110):(1\bar{1}0)$	125°32′	125°—126°
m : m′	$= (110):(\bar{1}10)$	54°28′	54°30′
m : b	$= (110):(010)$	27°14′	—
m : a	$= (110):(100)$	62°46′	62°22′
g : ′g	$= (540):(5\bar{4}0)$	114°41′	—
g : b	$= (540):(010)$	32°39½′	32°20′
g : a	$= (540):(100)$	57°20½′	57°40′
n : ′n	$= (320):(3\bar{2}0)$	104°40′	104°40′
n : b	$= (320):(010)$	*37°40′	*37°40′
n : a	$= (320):(100)$	52°20′	52°20′
q : a	$= (301):(100)$	15°12′	15°0′—15°20′
h : a	$= (101):(100)$	34°28′	34°—35°
k : a	$= (203):(100)$	42°24′	ca. 42½°
t : a	$= (205):(100)$	50°54′	ca. 51°
c : a	$= (001):(100)$	70°15′	70°25′
r : a′	$= (\bar{1}03):(\bar{1}00)$	89°26′	ca. 89½°
d : a′	$= (\bar{1}02):(\bar{1}00)$	79°0′	79°
x : a′	$= (\bar{1}01):(\bar{1}00)$	53°13′	53°20′
e : a′	$= (\bar{2}01):(\bar{1}00)$	*28°20′	*28°20′
o : b	$= (011):(010)$	26°13½′	26°20′
o : ′o	$= (011):(0\bar{1}1)$	127°33′	127°30′
o : m	$= (011):(110)$	29°58½′	—
o : m′	$= (011):(\bar{1}10)$	46°12½′	ca. 47°
o : n	$= (011):(320)$	36°44½′	37°
o : n′	$= (011):(\bar{3}20)$	51°46′	51°40′
e : n′	$= (\bar{2}01):(\bar{3}20)$	57°27′	57°16′
p : b	$= (\bar{1}22):(010)$	24°14½′	ca. 24½°
p : a	$= (\bar{1}22):(100)$	94°31′	—
p : d	$= (\bar{1}22):(\bar{1}02)$	65°45½′	—
p : m′	$= (\bar{1}22):(\bar{1}10)$	33°3′	ca. 33°
p : n′	$= (\bar{1}22):(\bar{3}20)$	40°44′	41°
s : b	$= (\bar{3}22):(010)$	37°40′	ca. 38°
a^{I} : a^{II}	$= (\bar{1}00)^{I}:(\bar{1}00)^{II}$	*39°30′	*39°30′

Die Form p = $\{\bar{1}22\}$ wurde aus den Zonen [(011):(100)] und [(010):$(\bar{1}02)$] bestimmt.

Die Form s = $\{\bar{3}22\}$ wurde durch die Zonen [$(\bar{1}20)$:$(\bar{1}01)$] und [(011):$(\bar{1}00)$] bestimmt; sie liegt auch in der Zone [(001):$\bar{3}20$)].

Der ebene Kantenwinkel $[(\bar{1}02):(\bar{1}01)]:[(\bar{3}22):(\bar{1}01)]$ wurde $= 77^{\circ}44'$ berechnet und u. d. M. zu etwa 77° gemessen.

Die Ausbildung der Hellanditkrystalle ist ganz vorherrschend bestimmt durch *zwei Hauptzonen: derjenigen der Vertikalachse und derjenigen der Symmetrieachse*; eine untergeordnete Rolle spielt außerdem die Zone $[(011):(\bar{1}22)]$.

In der Vertikalzone sind bald die Flächen von $\{320\}$, bald die Flächen der Pinakoide $\{100\}$ und $\{010\}$ oder eines derselben für den Krystalltypus bestimmend; außerdem macht sich in dieser Zone die größere oder geringere Verlängerung der Krystalle nach der Vertikalachse geltend.

In der Zone der Symmetrieachse sind entweder die Flächen von $\{301\}$ und $\{\bar{2}01\}$ vorherrschend, oder die Flächen von $\{\bar{1}03\}$ und $\{\bar{1}02\}$; das Vorherrschen der ersteren, bei Zurücktreten der letzteren, bedingt eine *keilförmige Zuschärfung der Krystallenden* (siehe Fig. 1, Pl. I); das Vorherrschend von $\{\bar{1}03\}$ (mit oder ohne $\{\bar{1}02\}$), in Verbindung mit Vorherrschen der Pinakoide $\{100\}$ und $\{010\}$ in der Vertikalzone bedingt die Ausbildung kürzerer oder längerer *vierseitiger, am Ende ungefähr gerade abgeschnittener Prismen,* mit nur unbedeutenden Kantenabstumpfungen durch andere Flächen (siehe z. B. Fig. 9, Pl. III).

Zwischen den beiden in Fig. 1, Pl. 1 und in Fig. 9, Pl. III dargestellten extremen Typen von Einzelkrystallen des Hellandits finden sich nun alle mögliche Übergänge. Einige derartige Zwischentypen, — bei denen in der Vertikalzone außer $\{320\}$ und den Pinakoiden $\{100\}$ und $\{010\}$ auch $\{110\}$ und bisweilen $\{120\}$ (und sehr selten $\{540\}$), und in der Zone der Symmetrieachse außer $\{301\}$ und $\{\bar{2}01\}$ samt $\{\bar{1}03\}$ auch $\{\bar{1}02\}$ und $\{\bar{1}0\bar{1}\}$ auftreten — sind in den Figuren 2, 3, 4 Pl. I, samt in den nach Photographien in natürlicher Größe reproduzierten Figuren 1 bis 3 auf der Tafel II dargestellt. Typen wie Fig. 1, Pl. I sind selten, und nur in kleinen Krystallen beobachtet. Auch der Fig. 9, Pl. III dargestellte Typus ist selten; ein Beispiel ist in dem großen unten in Fig. 1 nach Photographie in natürlicher Größe reproduzierten Krystall dargestellt. Die allgemeinsten Typen sind die Zwischentypen; eine an Fig. 1 Pl. II in natürlicher Größe nach einer Photographie abgebildete Stufe mit einer Anzahl beisammen auftretender Krystalle veranschaulicht ihr Vorkommen. Die in den Figuren 5 und 6 Pl. I dargestellten Typen wurden schon in der früheren Abhandlung eingehend erwähnt.

Einen seltenen Typus zeigt der in Fig. 4, Pl. III (in Projektion auf $\{010\}$) und in Fig. 5, Pl. III (in Projektion auf $\{0\bar{1}0\}$) im Maßstab $^{3}/1$ abgezeichnete dicktafelige Krystall. Vorherrschend sind bei demselben in der Vertikalzone die Flächen $\{010\}$ und $\{100\}$, daneben treten $\{320\}$ und $\{110\}$ auf. In der Zone $[(100):(001)]$ finden sich oben vorn (und unten hinten) die Formen $\{101\}$, $\{203\}$ und $\{001\}$, — oben hinten (und unten vorn): $\{\bar{1}02\}$, $\{\bar{2}01\}$. Als Abstumpfung der Zone $[(010):(\bar{1}02)]$ tritt $\{\bar{1}22\}$ auf, und als Abstumpfung der Zone $[(010):(001)]$ Flächen von $\{011\}$, wobei $\{\bar{1}22\}$ und $\{011\}$ in häufiger Wechselung eine zonare Flächenstreifung

hervorbringen. Auf der Hinterseite des größeren Krystalls (siehe Fig. 5.) ist ein ganz kleines Individuum (mit denselben Flächen als diejenigen des großen) in Zwillingsstellung nach {100} angewachsen; die Verwachsungsfläche scheint ganz unregelmäßig zu sein.

Die Form {101} ist übrigens auch an verschiedenen anderen Krystallen beobachtet, so z. B. an dem Fig. 7, Pl. IV (im Maßstab $^2/_1$) dargestellten Zwilling nach {001}, hier doch nicht sicher bestimmt.

Die Basis {001} ist zwar verhältnismäßig selten als Krystallfläche auftretend, ist jedoch an einer Anzahl Krystalle beobachtet, gewöhnlich doch in untergeordneter Ausbildung (siehe z. B. Fig. 4 & 5, Pl. III, Fig. 2, Pl. VI). An dem kleinen (in dreifacher Vergrößerung) in Fig. 1, 2 und 3 Pl. III dargestellten, ausgezeichnet scharf ausgebildeten Krystall tritt unten eine sehr große, vollkommen ebene Fläche (00$\bar{1}$) auf, was dem Krystall einen hemimorphen Typus verleiht. Es dürfte jedoch sehr wahrscheinlich sein, daß diese große Basisfläche in der Tat eine Verwachsungsfläche eines Zwillings nach {001} darstellt, von dem nur die eine Hälfte erhalten wurde. Die Basisfläche scheint überhaupt bei Zwillingen nach {001} auch als Krystallfläche verhältnismäßig häufig (siehe Fig. 1 und 7, Pl. IV und Fig. 2, Pl.VI).



Fig. 1. Großer Hellanditkrystall $^1/_1$. Links ($\bar{1}$00), dunkel; rechts (0$\bar{1}$0) und (3$\bar{2}$0); oben ($\bar{2}$01), ($\bar{1}$02) und ($\bar{1}$03), (groß).

Was die Formen der vertikalen Prismenzone betrifft, dann war das Prisma {120} früher nur an einem einzelnen Krystall (von einem zweiten, unbekannten Gang in der Nähe des Hellanditvorkommens von Lindvikkollen) bekannt (siehe Fig. 6, Pl. I); es ist jetzt auch an einer Anzahl Krystalle des Hauptvorkommens als schmale Abstumpfung der Kante {010} : {110} beobachtet (siehe z. B. Fig. 1 & 2, Pl. VI).

Was die Formen außerhalb der beiden Hauptzonen betrifft, ist namentlich zu bemerken, daß die Flächen von {011} nur selten vollständig fehlen, und bisweilen als ganz große ebene Flächen auftreten, die scharfe Messungen erlaubten. Recht häufig sind auch die aus den Zonen: [(010) : (100)] und [(010) : ($\bar{1}$02)] bestimmten Flächen von {$\bar{1}$22}. Sehr häufig treten die Flächen von {011} und {$\bar{1}$22} in schnellem Wechseln auf, entweder infolge einer Kombinationsstreifung oder z. T. auch infolge rasch wechselnder Zwillingslamellierung nach {100}. An einem einzigen Krystall wurden in der Zone [(011) : ($\bar{1}$00)] auch Flächen der oben erwähnten Form {$\bar{3}$22} beobachtet.

Die Zwillingsgesetze des Hellandits.

1. Zwillinge nach {100}.

Dies Zwillingsgesetz ist bei dem Hellandit so allgemein verbreitet, daß Hellanditkrystalle ohne eingelagerte Lamellen in Zwillingsstellung nach {100} jedenfalls sehr selten sein dürften.

Zwillinge nach diesem Gesetz mit der früher dargestellten, vollkommen symmetrischen Ausbildung beider Individuen, so daß der Zwilling einem rhombischen Einzelkrystall ähnlich ist (siehe Fig. 9, Pl. I, nach der Fig. 5, Tab. V meiner früheren Abhandlung reproduzirt) sind nicht selten; das frei ausragende Ende aufgewachsener prismatischer Zwillinge zeigt dann teils die an der Fig. 9, Pl. I, dargestellte Kombination mit den Flächen von {$\bar{2}$01}, {$\bar{1}$01} und {$\bar{1}$03} samt {011} am freien Ende, teils auch die Kombination {301} und {$\bar{1}$03} am Ende vorherrschend. Auch *Durchkreuzungszwillinge* nach {100} mit vorherrschenden Flächen von {$\bar{2}$01} und {$\bar{1}$02} etc. an *beiden* Enden sind nicht ganz selten beobachtet (siehe z. B. Fig. 6, Pl. IV eines in Maßstab $^5/_2$ in Projektion auf {010} dargestellten Zwillings).

Bemerkswert ist nun ferner, daß Krystalle, die ganz vorherrschend als ein Einzelindividuum ausgebildet sind, (mit herrschender Fläche von {$\bar{1}$03} am Ende, neben {301} vorn und {$\bar{1}$02}, {$\bar{1}$01} und {$\bar{2}$01} hinten), ungewöhnlich häufig als Abstumpfung der Kante ($\bar{1}$03) : (301) eine Fläche von $\{20\bar{1}\}^{II}$ einer eingeschaltenen dünnen Lamelle eines zweiten Individuums in Zwillingsstellung nach {100} zeigen. Diese eingeschaltene Zwillingslamelle, durch die Fläche $\{20\bar{1}\}^{II}$ gekennzeichnet, ist so häufig, daß ich zuerst dazu geneigt war, diese als eine Fläche von {302} des Hauptindividuums zu deuten. Der Winkel (302) : (100) ist berechnet zu 26° 21′, und ist somit nicht allzu verschieden von dem Winkel $(20\bar{1})^{II} : (100)^{I} = 28° 20′$; der Unterschied, etwa 2°, ist nicht größer, als daß er bei der notwendiger Weise unvollkommenen Messung mit Handgoniometer vollkommen erklärlich wäre. Die genauere Beobachtung einer größeren Anzahl von Beispielen dieses Vorkommens zeigte nun aber, daß das Auftreten der zuerst angenommenen Form {302} fast regelmäßig von der Fläche {301} durch eine zwischen denselben eingeschobene Fläche {100}, und häufig auch durch eine kleine Fläche von $(301)^{II}$ (die mit $(301)^{I}$ einen einspringenden Winkel bildet) getrennt ist; häufig konnte auch außer einer Fläche $\{011\}^{I}$ auch eine Fläche $\{01\bar{1}\}^{II}$ in Zwillingsstellung mit einspringendem Winkel von einer der Zwillingslamelle entsprechenden Breite beobachtet werden. Es ist demnach hier nur eine sehr häufige Zwillingslamellierung nach {100} eben an der Kante zwischen {$\bar{1}$03} und {100}, und nicht eine besondere, sonst nicht beobachtete Form {302} anzunehmen. Ein derartiger Zwilling, bei welchen die eingeschaltene Lamelle des Individuums II jedoch ungewöhnlich dick ist, ist in den Figuren 7 und 8, Pl. I (Fig. 8 in Seitenprojektion auf {010}) dargestellt.

In ähnlicher Weise, wie die zuerst angenommene Form {302} in der Tat als eine Fläche von {20$\bar{1}$} einer eingeschaltenen Zwillingslamelle nach {100} zu erklären ist, lassen sich in anderen Fällen auch Flächen einer Form {205} in der Tat als die ordinäre Form {10$\bar{1}$} einer in ähnlicher Weise eingeschaltenen dünnen Zwillingslamelle nach {100} deuten. Die Winkel {100} : {205} = 50°54′ und $\{100\}^{I} : \{10\bar{1}\}^{II}$ = 53°13′ sind nur um 2°19′ verschieden, ein Unterschied, welcher bei schmalen nicht spiegelnden Flächen nicht sicher meßbar ist. Das Auftreten einer schmalen Fläche von {100} zwischen der zweifelhaften Fläche und {301} spricht dann für die Auffassung derselben als {10$\bar{1}$} einer eingeschaltenen Zwillingslamelle, eher als für die Annahme der Form {205}. So ist z. B. der Fall bei dem an Fig. 5, Pl. V dargestellten Zwilling nach {305}. In anderen Fällen (Fig. 5, Pl. I und Fig. 5, Pl. IV) muß aber eine Form {205} angenommen werden.

Bei dem Zwillingsgesetz nach {100} ist bei weitem vorherrschend die Zwillingsfläche gleichzeitig auch die Verwachsungsfläche. Ausnahmen sind jedoch nicht ganz selten, indem die Verwachsungsfläche teils z. B. annähernd eine Fläche {010} sein kann, oder in anderen Fällen ganz unregelmäßig ist. Figur 5, Pl. III zeigt z. B. ein kleines Zwillingsindividuum II, seitlich an einem großen Hauptindividuum angewachsen (siehe oben S. 7).

Ein nach der c-Achse ganz kurzer Durchkreuzungzwilling nach {100} ist in Fig. 6, Pl. IV in Projektion auf {010} dargestellt.

2. Zwillinge nach {001}.

Im ganzen habe ich etwa ein Dutzend Exemplare von Zwillingen und Zwillingskomplexen nach diesem Gesetz beobachtet. Ihre Ausbildung kann recht verschiedenartig sein. Einige der größten Zwillinge dieser Art zeigen den in Fig. 7 und Fig. 6 (Projektion auf {010}) Pl. III dargestellten Typus (reproduziert nach den Fig. 7 & 8, Taf. V. l. c.) mit der gewöhnlichen prismatischen Ausbildung der nach der c-Achse verlängerten Einzelindividuen, und somit mit dem Typus knieförmig gebogener Zwillinge, mit vorn ausspringenden und hinten einspringenden Winkeln der Flächen von {100}, {110}, {320} etc.

Häufiger sind jedoch die beiden mit der Zwillingsebene verwachsenen Einzelindividuen *nach der Vertikalachse stark verkürzt.* Die herrschenden Formen sind dabei erstens die Flächen der Symmetriebene {010}, nach welcher diese Zwillinge dann meistens dicktafelig ausgebildet sind, *(indem die Flächen {010} beider Individuen in einer Ebene liegen),* oben und unten die Flächen von ($\bar{1}$02), die den Zwilling mit einem Winkel von 61°30′ (118°30′) keilförmig zuschärfen, während die Flächen von {$\bar{1}$01} und {$\bar{2}$01} gewöhnlich nur wenig ausgebildet sind und stumpfe Winkel bilden: $(\bar{1}01)^{I}$: $(10\bar{1})^{II}$ = 66°56′ (113°4′), und $(\bar{2}01)^{I} : (20\bar{1})^{II}$ = 17°10 (162°50′). Bisweilen

treten auch Flächen von $\{\bar{1}03\}$ auf. Nach vorn bilden gewöhnlich die Flächen von $\{100\}$ die herrschende Begrenzung, mit dem ausspringenden Winkel $(100)^{I} : (\bar{1}00)^{II} = 39°30'$ $(140°30')$. In idealer Ausbildung ist ein derartiger Zwilling in Projektion auf $\{010\}$ in Fig. 3, Pl. IV dargestellt. In dem Fig. 7, Pl. IV in Projektion auf $\{010\}$ dargestellten Zwilling (wie auch an einem zweiten Zwilling desselben Gesetzes) tritt eine große Fläche der sonst seltenen Form $\{101\}$, sowie auch eine Fläche $(00\bar{1})$ auf.

Eine interessante Ausbildung dieses Zwillingsgesetzes zeigt der in natürlicher Größe in Fig. 2, Pl. IV (in Projektion auf $\{010\}$) dargestellte schöne Doppelzwilling, nach den beiden Gesetzen: Zwillingsebene $\{100\}$, und Zwillingsebene $\{001\}$. Dies Zwillingskomplex war beim Ausminieren des Gesteins, worin er eingewachsen gewesen war, in zwei Hälften zerteilt geworden, indem die Verwachsungsfläche $\{001\}$ teilweise eine leichte Trennung erlaubt hatte, und ihre Zusammengehörigkeit wurde erst nachträglich entdeckt; eine derartige leichte Zertrennung nach der als Verwachsungsebene dienenden Zwillingsebene $\{001\}$, wurde auch an anderen Hellanditzwillingen beobachtet. (Wahrscheinlich ist, wie oben erwähnt, z. B. auch der in den Figuren 1, 2 und 3, Pl. III (im Maßstab $^{3}/_{1}$) abgezeichnete ausgezeichnete Hellanditkrystall nur die Hälfte eines Zwillings nach $\{001\}$). Das in Fig. 2, Pl. IV dargestellte Zwillingskomplex zeigt ungewöhnlich scharfe, ebene Krystallflächen, und erlaubte somit seiner Größe wegen ganz genaue Messungen mit dem Handgoniometer; es bildet eine dicke Tafel nach $\{010\}$. Es ist, wie man aus der Figur sieht, ein *Vierling*, wobei I B mit I A einen Zwilling, nach $\{100\}$, und II A mit I A einen Zwilling nach $\{001\}$ bildet; II B, welcher mit II A nach $\{100\}$ verzwillingt ist, ist nun, wie man sieht, über die Grenzen der Fortsetzung von $(00\bar{1})^{I}$ gewachsen und somit hier gegen I B mit einer Fläche angrenzend, die annähernd die Lage einer Form $\{201\}$ hat. Der spitze wahre Winkel der Orthopinakoide von I B und von II B ist dabei $= 39°30'$, und der Winkel $(10\bar{3})$ von II B : $(10\bar{3})$ von I B ist $= 38°22'$ $(141°38')$; von einer Zwillingsbildung nach $\{201\}$ ist jedoch hier keine Rede, die genannten Winkel würden bei einem derartigen Gesetz auch um $3°$ abweichende Werte gegeben haben.

Einen etwas verschiedenen Doppelzwilling nach $\{001\}$ und $\{100\}$ bildet das in den Figuren 4 und 5, Pl. IV (in Projektion auf $\{010\}$ und $\{0\bar{1}0\}$ im Maßstab etwa $^{5}/_{2}$ dargestellte Komplex. Ein größeres Individuum I ist hier mit einem Individuum II A in Zwillingsstellung nach $\{001\}$ verwachsen; eine stufenweise Einschaltung von einer Fläche $\{10\bar{3}\}$ zwischen zwei Flächen von $\{10\bar{2}\}$ an diesen deuten vielleicht eine Zwillingslamellierung von II A nach $\{100\}$ an; auch das Auftreten einer großen, scharfen Fläche von $(\bar{2}0\bar{5})$ ist an II A bemerkenswert. II A ist nun wieder nach $\{100\}$ mit einem kleineren Individuum II B verwachsen, welches gegen I mit einer ganz unregelmäßigen Verwachsungsfläche angrenzt.

Auch bei mehreren anderen Hellanditzwillingen nach $\{001\}$ fällt die Verwachsungsfläche nur z. T. mit der Zwillingsebene zusammen, und ist

bisweilen eine ganz unregelmäßige Fläche, wobei auch die Größe und die krystallographische Begrenzung der beiden Einzelindividuen sehr verschieden sein können. Es scheint, wie oben erwähnt, charakteristisch, daß die Basisfläche {001}, welche sonst beim Hellandit nur relativ selten auftritt, bei den Zwillingen nach dieser Fläche recht oft auch als Krystallfläche vorhanden ist.

Eine recht ideale Ausbildung nach diesem Gesetz scheint das in Fig. 8, Pl. IV (in Projektion auf {010}) und in Fig. 9, Pl. IV (in Projektion auf einer Fläche senkrecht auf {001}) im Maßstab etwa $^{2}/_{1}$ dargestellte Bruchstück eines Zwillings nach {001} besessen zu haben; die Verwachsungsfläche ist hier die Zwillingsebene. Bei dem in Fig. 1, Pl. IV im Maßstab $^{2}/_{1}$ dargestellten Zwilling ist an I die Fläche {$\bar{1}$02}, an II die Fläche {$\bar{1}$03} in der Zone der Symmetrieachse vorherrschend.

3. Zwillinge nach {305}.

Diese Zwillinge sind schon beim ersten Anblick sehr charakteristisch zu erkennen, indem *erstens* die Flächen der Symmetrieebene derselben: $\{010\}^{I}$ und $\{0\bar{1}0\}^{II}$ in einer Ebene liegen, und *zweitens* die Flächen ihrer Orthopinakoide: $\{\bar{1}00\}^{I}$: $\{100\}^{II}$ der beiden Einzelindividuen jedenfalls sehr angenähert einen rechten Winkel bilden.

Es was zuerst versuchend von der Annahme auszugehen, daß dieser Winkel genau = 90° wäre. Das betreffende Zwillingsgesetz hätte unter dieser Annahme in folgender Weise gedeutet werden müssen: „Symmetrieebene der beiden Individuen gemeinsam; die in der Symmetrieebene liegenden Zonenachsen der Vertikalzonen beider Individuen sind senkrecht auf einander.“

Bei einer derartigen Deutung würde aber erstens die gemeinsame Zwillingsebene bei hemitroper Ausbildung (wie in Fig. 1 und Fig. 3, Pl. V) keine mögliche Krystallfläche sein; zweitens würde auch die auf die Zwillingsebene senkrechte Richtung (die Zwillingsachse) keine mögliche Zonenachse sein. Nur die zur Symmetrieebene senkrechte Symmetrieachse b, würde beiden Individuen gemeinsam sein.

Derartige Zwillinge sind bis jetzt nicht bekannt, und es scheint eine solche Deutung dieser Zwillinge deshalb nicht annehmbar. Eine sichere Entscheidung dieser Frage wäre auch nur dann möglich gewesen, wenn es gelungen wäre absolut genaue Messungen des Winkels $(\bar{1}00)^{I}$: $(100)^{II}$ zu erreichen; solche ließen sich aber nicht erhalten, da die Flächen sämtlicher dieser Zwillinge, obwohl z. T. sehr eben, doch niemals genügend spiegelnd waren.

An dem in Fig. 3, Pl. V dargestellten Zwilling (im Maßstab etwa $^{5}/_{2}$) wurde jedoch der betreffende Winkel $(\bar{1}00)^{I}$: $(100)^{II}$ am drehbaren Tisch u. d. M. ziemlich genau zu 88° bis 89° (für den *einspringenden* wahren Winkel)

gemessen, *somit etwas kleiner als 90°*. Ebenso wurde an demselben Zwilling der *ausspringende, wahre* Winkel $(20\bar{1})^{I} : (\bar{2}01)^{II}$ unten links zu ca. 146° gemessen. Diese Zahlen entsprechen recht nahe den Winkeln, welche die Annahme eines Zwillingsgesetzes: *Zwillingsebene {305}* erfordern würde:

	Berechnet	Gemessen
$(\bar{1}00)^{I} : (100)^{II}$	88°42′	88° bis 89°
$(20\bar{1})^{I} : (\bar{2}01)^{II}$	145°22′	ca. 146°

Da außerdem bei den beiden in den Figuren 1 und 3 Pl. V dargestellten Zwillingen die Lage der Verwachsungsebene der beiden Einzelindividuen mit einer Fläche {305} übereinstimmt, dürfte es wahrscheinlich sein, daß diese Fläche auch tatsächlich die Zwillingsebene ist.

Die Verwachsungsebene beider Individuen dieser Zwillinge ist übringens ihrer Lage nach nicht immer mit {305} übereinstimmend. In den an den Figuren 2 und 6 Pl. V dargestellten Zwillingen sind dieselben *Durchkreuzungszwillinge;* für den Fig. 6 dargestellten Zwilling könnte man deshalb geneigt sein vielleicht eine Zwillingsebene $(\bar{5}04)$ auzunehmen; dies Gesetz fordert aber für den wahren einspringenden Winkel $(100)^{I} : (\bar{1}00)^{II} = 88°38'$, und für den Winkel $(\bar{5}04) : (\bar{1}00) = 44°19'$. Hinreichend genaue Messungen ließen sieh an dem Fig. 6 dargestellten Zwilling nicht erhalten. Nach dem Gesetz: Zwillingsfläche {305} sollte der *wahre einspringende* Winkel $(100)^{I} : (100)^{II}$ oben links doch hier 91°18′ betragen. Obwohl diese Frage nicht durch sichere Messungen entschieden werden konnte, halte ich es nach den oben mitgeteilten Beobachtüngen für wahrscheinlich, daß sämtliche Zwillinge mit nahezu senkrechten Einzelindividuen, — ob sie als Berührungszwillinge oder als Durchkreuzungszwillinge ausgebildet sind, — in der Tat als Zwillinge nach {305} aufzufassen sind.

Die Verwahsungsfläche der beiden Einzelindividuen dieser Zwillinge ist übrigens zum Teil weder mit der Lage einer Fläche {305} noch etwa mit einer Fläche $\{\bar{5}04\}$ übereinstimmend; siehe z. B. Fig. 5, Pl. V, und Fig. 2, Pl. III.

Im letzten Beispiel ist ein kleiner Krystall II offenbar zuerst auskrystallisirt und nachträglich von einem größeren Krystall I eingeschlossen, wobei der letztere in Zwillingsstellung nach {305} im Verhältnis zu I orientiert ist; ich muß bemerken, daß die Fläche $(0\bar{1}0)^{II}$ hier nicht absolut parallel $(010)^{I}$ ist, indem sie eine ganz schwache Neigung gegen $(010)^{I}$ zeigt, was doch durch eine kleine Druckverschiebung von II, die auch im untersten Teil von I die linke Ecke von $(001)^{I}$ verschoben hat, erklärt werden kann.

Über die Ausbildung dieses Zwillingsgesetzes bei dem in den Figuren 1 und 2 Pl. VI dargestellten Komplex siehe weiter unten. —

Achtling nach den drei Gesetzen: Zwillingsebenen {100}, {001} und {305}.

In den Figuren 1 und 2, Pl. VI ist in vierfacher Vergrößerung in Projektion auf ($0\bar{1}0$) und (010) ein dicktafeliges Zwillingskomplex nach allen drei oben erwähnten Zwillingsgesetzen dargestellt. Die Flächen dieses Komplexes sind sehr scharf und ebenflächig und die erhaltenen Messungen erlaubten deshalb eine genügend sichere Deutung des Baues dieses ungewöhnlich glücklich aus seiner Matrix (Quarz) auspräparierten Viellings.

Von dem als I A bezeichneten Individuum ausgehend sehen wir zuerst, daß derselbe aus zwei genau parallel orientierten und innig verwachsenen Subindividuen aufgebaut ist; das kürzeste von diesen zeigt u. a. zwei ungewöhnlich große, ebene Flächen von (011) und ($0\bar{1}0$), und zeigt außerdem (an Fig. 2) eine kleine scharfe Fläche von (001); sonst sind die auftretenden Formen die gewöhnlichen: {010}, {120}, {110}, {320}, {100}; {$\bar{2}01$}, {$\bar{1}01$}, {$\bar{1}02$}, $\bar{1}03$}.

Das Individuum I A ist nun zuerst nach dem ersten Zwillingsgesetz (Zwillingsebene {100}) mit einem zweiten Individuum I B verwachsen. Zur Kontrolle wurde der wahre Winkel $(\bar{2}01)^{IA} : (20\bar{1})^{IB}$ sehr scharf gemessen zu $56°45'$; berechnet = $56°40'$.

Ferner ist I A nach dem zweiten Zwillingsgesetz (Zwillingsebene {001}) mit einem Individuum II A verwachsen; auch II A besteht, wie man sieht aus zwei Subindividuen, das eine nach der Vertikalachse stark verkürzt (und mit einer kleinen scharfen Fläche von {001}, das zweite nach der Vertikalachse ausgezogen. Dies letztere Subindividuum von II A ist ferner nach dem ersten Zwillingsgesetz (nach {100}) mit einem Individuum II B verwachsen. Der ausspringende wahre Winkel $(\bar{2}01)^{IA} : (10\bar{2})^{IIA}$ wurde sehr scharf gemessen zu $112°$ (berechnet $112°12'$).

Das Individuum I B ist nun ferner mit III B nach dem dritten Zwillingsgesetz (Zwillingsebene {305}) verwachsen. Auch dies Gesetz ließ sich durch eine scharfe Messung bestätigen, indem für den Winkel $(20\bar{1})^{IB}$: $(10\bar{2})^{IIIB}$ der ausspringende wahre Winkel = $163\,^1/_2°$ gemessen wurde (siehe Fig. 1, Pl. VI); berechnet = $163°38'$.

III B bildet wieder mit III A einen *Durchkreuzungs*-Zwilling nach dem ersten Gesetz, was aus dem Auftreten von {$\bar{2}01$} an beiden Enden sowohl von III A als von III B hervorgeht.

III B bildet nun ferner einen Berührungszwilling nach dem zweiten Gesetz (Zwillingsebene {001}) mit IV B (siehe Fig. 1, Pl. VI); der wahre einspringende Winkel $(\bar{1}00)^{IIIB} : (\bar{1}00)^{IVB}$ wurde u. d. M. gemessen zu $140°$ bis $141°$ (berechnet $140°30'$). Ein ganz kleines Individuum IV A, unten am Rande des Komplexes ist wieder in Zwillingsstellung nach {100} mit IV B verwachsen.

Da I A mit II A in Zwillingsverwachsung nach {001}, und I B mit III B in Zwillingsverwachsung nach (305) verbunden ist, folgt daraus daß IV B ebenfalls mit II nach {305} verzwillingt ist.

Im Ganzen besteht das Komplex somit aus 8 verschiedenen Individuen, die nach drei verschiedenen Gesetzen mit einander verzwillingt sind. Die Zwillingspaare nach {100}, sind dabei z. T. Durchkreuzungszwillinge. Die Größe der einzelnen Individuen des Komplexes ist z. T. sehr verschieden, indem z. B. der Zwilling I mehr als die Hälfte des ganzen Komplexe einnimmt.

Bei einigermaßen gleichmäßiger Ausbildung von vier einander kreuzenden Durchkreuzungszwillingen nach {100}, würde das Komplex ungefähr wie Fig. 4, Pl. V (in Projektion auf {010} und mit äußerer Begrenzung sonst nur von {100}, {$\bar{2}$01} und {$\bar{1}$03}) aussehen. Man sieht, daß die Winkel der Zwillingsebenen von {100} zwischen I und IV $49°12'$, zwischen IV und III sammt zwischen I und II $39°30'$, und endlich zwischen III und II $51°49'$ ausmachen müssten. — —

Als ein gemeinsamer Charakterzug für sämtliche drei bisjetzt nachgewiesene Zwillingsgesetze des Hellandits ergieb sich nach dem Obenstehenden, *daß die Zwillingsebenen derselben alle in der Zone der Symmetrieachse liegen,* so daß die Symmetrieebene für die Zwillinge nach allen drei Gesetzen eine gemeinsame Lage hat. Ich habe es deshalb in den dieser Abhandlung begleitenden Tafeln vorteilhaft gefunden, die verschiedenen Zwillinge meistens in Projektion auf der zur Zonenachse derselben senkrechten Symmetriebene {010} dazustellen.

Zwillinge nach Gesetzen, für welche die Zwillingsebene nicht in der Zone der Orthoachse (der Symmetrieachse) liegen sollte, habe ich bei dem Hellandit bisjetzt nicht mit Sicherheit nachweisen können.

Tafelerklärung.

Tafel I.

Fig. 1 Extremer prismatischer Typus mit {320} und schmaler Abstumpfung von {100} in der Vertikalzone, nach den Enden durch Flächen von {301} und {$\bar{2}$01} keilförmig zugeschärft.

Fig. 2, 3 und 4. Primatische Zwischentypen mit immer breiteren Flächen von {100}.

Fig. 5. Eigentümliche Ausbildung mit scheinbar hemimorphem Typus, oben mit {301}, {$\bar{1}$03}, {$\bar{1}$02}, {$\bar{2}$01} und {011}, unten mit {$\bar{2}$0$\bar{5}$} und {00$\bar{1}$}, samt links mit Flächen von {540} und (0$\bar{1}$0), rechts mit Flächen von {110} und (010) in der Vertikalzone.

Fig. 6. Eigentümlicher Typus, tafelartig nach {010}, mit {110} und {120} in der Vertikalzone; am Ende {011} und {001}.

Fig. 7 und 8 (Projektion auf {010}; Zwilling nach {100}, mit eingeschaltener Zwillingslamelle; Maßtab etwa $^2/_1$ (siehe S. 8).

Fig. 9 Normaler Zwilling nach {100}, in prismatischer Ausbildung.

Tafel II.

Fig. 1 Bruchstück einer größeren Stufe mit zahlreichen (8 scharf ausgebildeten und mehreren weniger guten) Hellanditkrystallen des ordinären prismatischen Zwischentypus, in natürlicher Größe. Die beiden (an der Figur links) deutlichst hervortretenden Krystalle zeigen den gewöhnlichen langprismatischen Typus mit $\{320\}$ und $\{100\}$ ganz vorherrschend in der Vertikalzone, und $\{\bar{2}01\}$, $\{\bar{1}02\}$ sammt $\{\bar{1}01\}$ und $\{\bar{1}03\}$ und (hinten) $\{301\}$ an dem freien Ende. (Reproduktion einer Photographie).

Fig. 2 a und b. Reproduktion nach Photographien eines großen Krystalls vom primatischen Zwischentypus, im Maßstab etwa $^1/1$. Fig. 2 a, in Projektion ungefähr auf $(\bar{3}\bar{2}0)$, (der größten Fläche), mit $(\bar{1}00)$ und $(\bar{3}20)$ links, sammt $(0\bar{1}0)$ rechts in der Vertikalzone; oben vorn links $(\bar{2}01)$ und $(\bar{1}01)$ (ganz schmal), samt $(\bar{1}\bar{2}2)$ und $(0\bar{1}1)$ rechts; am Ende ist der Krystall von einer großen Fläche $(\bar{1}03)$ und einer schmalen Fläche $(\bar{1}02)$ abgeschnitten. – Fig. 2 b zeigt denselben Krystall in Projektion auf $(\bar{1}00)$; man sieht hier unten vorn auch die Fläche $(\bar{3}0\bar{1})$.

Fig. 3. Reproduktion einer Photographie eines großen Krystalls des prismatischen Zwischentypus, in natürlicher Größe, in Projektion auf (100), der größten Fläche; an beiden Seiten derselben große Flächen von $(3\bar{2}0)$ und (320). Oben ist der Krystall von einer Fläche $(\bar{1}03)$ senkrecht abgeschnitten; unterhalb dieser Kante sieht man zuerst eine schmale Fläche (301), dann eine ganz schmale Fläche (100), unterhalb dieser kommt eine etwas breitere Fläche, deren Winkel mit (100) etwa 26°–28° beträgt; da unterhalb derselben wieder eine Fläche von (301) und dann die große Fläche (100) kommt, *ist es möglich, daß die genannte etwas breitere Fläche das ausgehende Ende einer dünnen Zwillingslamelle nach (100) repräsentiert*, und somit als eine Fläche $(20\bar{1})$ aufsufassen ist, – oder sie könnte eine Fläche (302) des Hauptindividuums repräsentieren. Eine sichere Entscheidung ist hier nicht möglich (siehe oben S. 8). Die Annahme einer Zwillingslamelle wird aber gestützt durch das Auftreten eines kleinen Zwillingsindividuums mit $(20\bar{1})$ und (100), das oben (etwas rechts von der Mittellinie des Krystalls) an der Figur deulich zu sehen ist. – Unten am großen Krystall $(20\bar{1})$ und (kaum erkennbar) $(10\bar{1})$.

Tafel III.

Fig. 1, 2 und 3. Projektionen auf $(0\bar{1}0)$, (010) und $(\bar{1}00)$ eines kleinen ausgezeichneten Krystalls, in dreifacher Vergrößerung; in Fig. 2 sicht man einen kleinen eingewachsenen Krystall II in Zwillingsstellung nach $\{305\}$. Man bemerke die große Fläche von $(00\bar{1})$ unten, die vielleicht dadurch zu erklären ist, daß der Krystall nur die Hälfte eines größeren Zwillings nach $\{001\}$ repräsentiert (sieh S. 12).

Fig. 4 und 5. Projektionen auf (010) und $(0\bar{1}0)$ eines dicktafeligen Krystalls in dreifacher Vergrößerung; eigentümlicher Typus mit den seltenen Formen $\{101\}$, $\{203\}$ und $\{001\}$. Fig. 5 zeigt an dem größeren Krystall ein seitlich angewachsenes kleineres Individuum in Zwillingsstellung nach $\{100\}$.

Fig. 6 und 7. Zwilling nach $\{001\}$; (Fig. 6 in Projektion auf (010).

Fig. 8. Zwilling nach $\{100\}$; Projektion auf $\{010\}$, in zweifucher Vergrößerung. Kurzer Typus mit Flächen von $\{320\}$ vorherrschend in der Vertikalzone; $\{100\}$, schmal, $\{010\}$ fast fehlend. Unten rechts eine recht große Fläche der seltenen Form $\{101\}$.

Fig. 9. Pinakoidaler Typus, mit vorherrschenden Flächen von $\{100\}$, $\{010\}$ und $\{\bar{1}03\}$; confr. Fig. 1, S. 7.

Tafel IV.

Fig. 1. Kleiner Zwilling nach {001}, in zweifacher Vergrößerung; Projektion auf {010}. Kurzer Typus tafelförmig nach {010}. Man bemerke die kleine Fläche von (001).

Fig. 2. Großes, dicktafeliges Zwillingskomplex nach {001} und {100} in natürlicher Größe; Projektion auf {010}. Siehe die Beschreibung S. 10.

Fig. 3. Ideale Darstellung eines nach {010} tafeligen Zwillings nach {001}; kurzer Typus; Projektion auf {010}.

Fig. 4 und Fig. 5. Zwillingskomplex nach {001} und {100}, im Maßstab etwa 5/2 der natürlichen Größe; tafelig nach {010}, Projektion auf (010) und (0$\bar{1}$0). Man bemerke das Auftreten der seltenen Form {205}, Fig. 5 unten. Siehe die Beschreibung S. 10.

Fig. 6. Durchkreuzungszwilling nach {100}, in Vergrößerung 5/2; tafeliger Typus nach {010}; Projektion auf {010}.

Fig. 7. Zwilling nach {001}; in etwa zweifacher Vergrößerung, kurzer Typus, tafelig nach {010}. Man bemerke das Auftreten von {001} und von {101}(?).

Fig. 8 und Fig. 9. Bruchstück eines Zwillings nach {001}; in zweifacher Vergrößerung; Fig. 8 in Projektion auf {010}, und Fig. 9 auf einer Fläche der Orthodomenzone, senkrecht auf {001}.

Tafel V.

Fig. 1. Zwilling nach {305}; Vergrößerung etwa 5/2; Projektion auf {010}.

Fig. 2. Durchkreuzungszwilling nach {305}; dreifache Vergrößerung; Projektion auf {010}.

Fig. 3. Zwilling nach {305}; Vergrößerung etwa 5/2; Projektion auf {010}.

Fig. 4. Ideale Darstellung eines nach {010} tafeligen Durchkreuzungsachtlings, nach {001}, {100} und {305}, in Projektion auf {010}. Auftretende Formen {010}, {320}, {$\bar{2}$01} {$\bar{1}$03} und {100}. Siehe S. 14.

Fig. 5. Zwilling nach {305}; Vergrößerung etwa 7/2; Projektion auf {010}. Man bemerke die Form {10$\bar{1}$}; da zwischen (10$\bar{1}$) und (301) Spur einer Fläche von (100) mit der Lupe sichtbar ist, ist es wahrscheinlich, daß in diesem Fall eine nach unten auskeilende, dünne Zwillingslamelle nach {100} vorhanden ist, und daß die zuerst als {205} aufgefaßte Fläche in der Tat eine Fläche von (10$\bar{1}$) dieser Zwillingslamelle ist; die Lamelle ist der Deutlichkeit wegen etwas zu breit gezeichnet.

Fig. 6. Durchkreuzungszwilling nach {305}; zweifache Vergrößerung; Projektion auf {010}.

Tafel VI.

Fig. 1 und 2. Zwillingskomplex von 8 Individuen, nach den Zwillingsgesetzen {001}, {100} und {305} verbunden; in vierfacher Vergrößerung in Projektion auf {010} und (0$\bar{1}$0) dargestellt. Siehe die ausführliche Beschreibung S. 13–14.

Fig. 1.

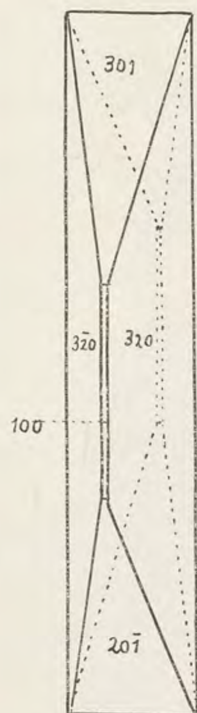


Fig. 2.

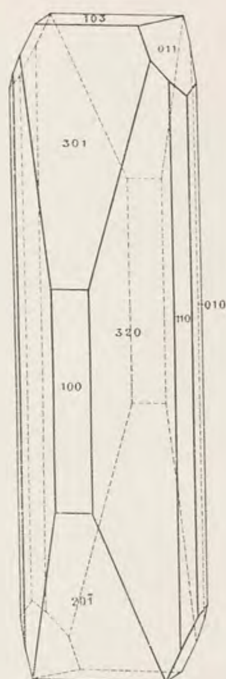


Fig. 3.

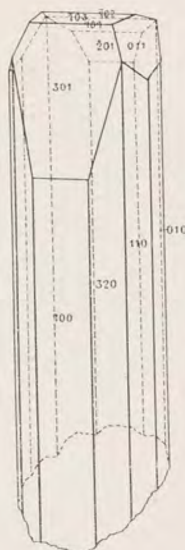


Fig. 4

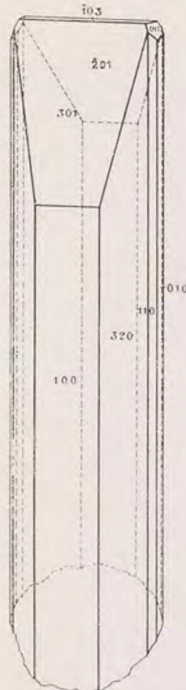


Fig. 5.

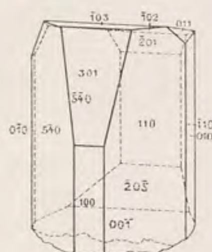


Fig. 6.

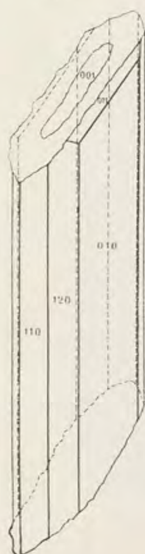


Fig. 7.

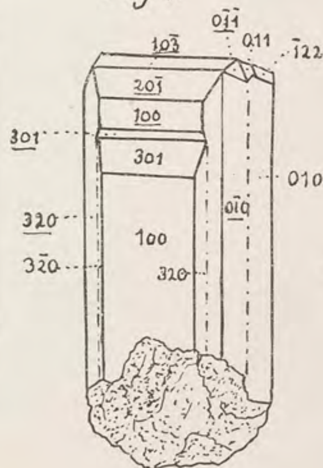


Fig. 8.

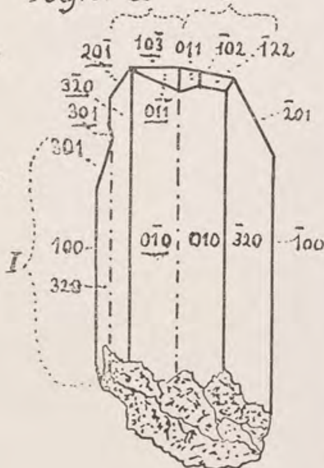
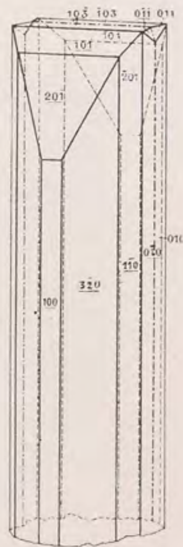


Fig. 9.



Autor del.



Fig. 1.



Fig. 2 a.



Fig. 2 b.



Fig. 3.

Antor del.

Fig. 1.

Fig. 2.

Fig. 3.

Fig. 4.

Fig. 5.

Fig. 6.

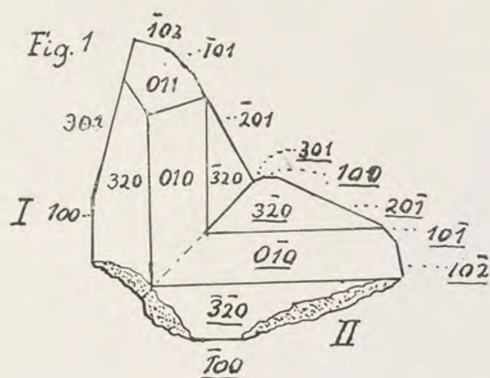
Fig. 7.

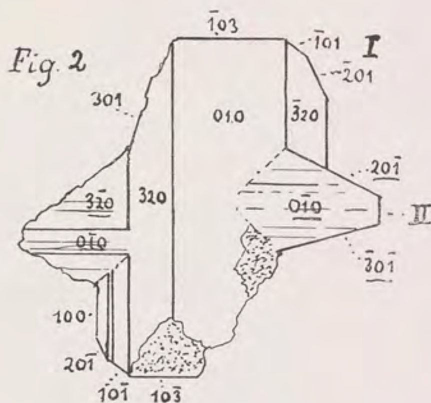
Fig. 8.

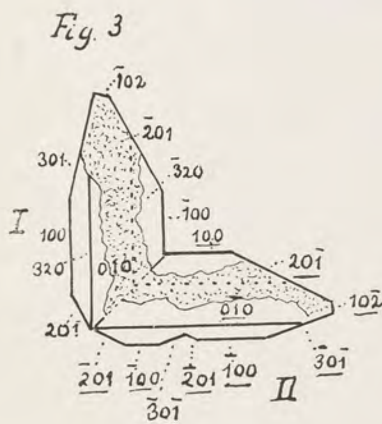
Fig. 9.

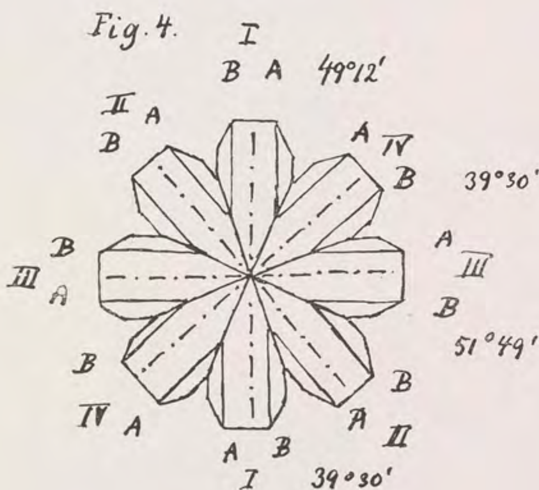
Autor del.

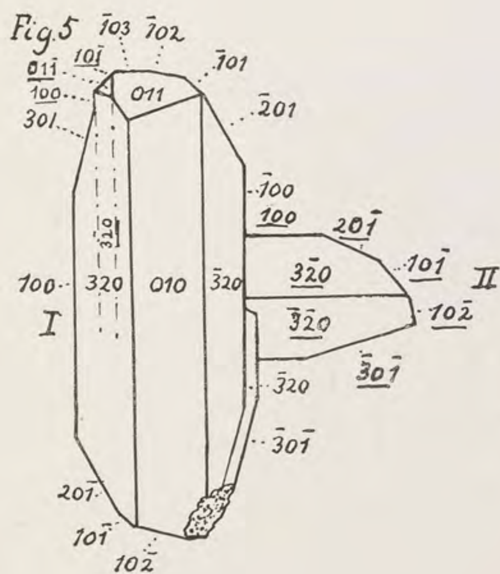
Autor del.

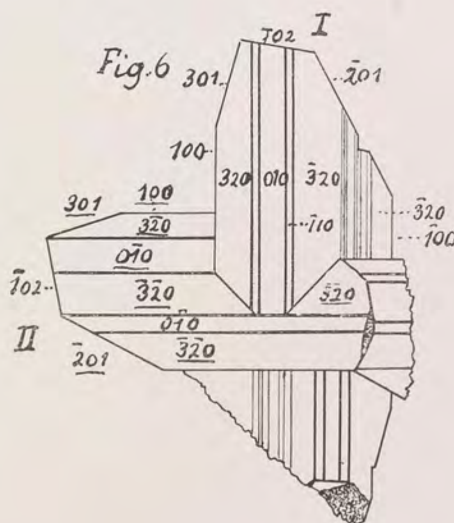




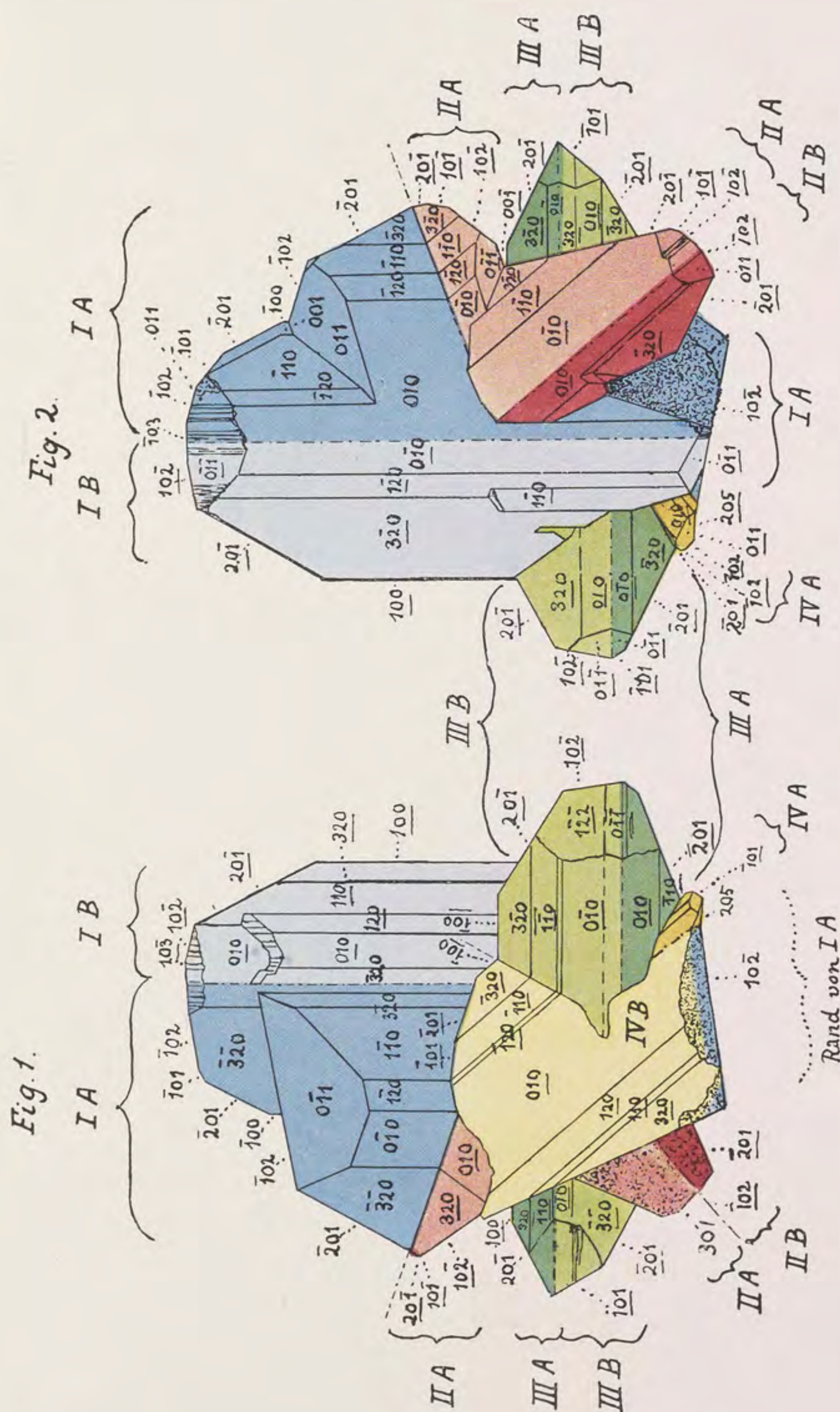








Autor del.



Autor del.

THALENIT, Benedicks

VON

THOROLF VOGT

(MIT FIG. 2—5 UND TAFELN VII—IX)

ÜBER THALENIT VON HUNDHOLMEN

IM NÖRDLICHEN NORWEGEN

Unter den granitischen Pegmatitgängen des nördlichen Norwegens kennt man bis jetzt die sogenannten seltenen Mineralien von nur einer Lokalität[1], nämlich Hundholmen. Der Handelsort Hundholmen, in dessen unmittelbarster Nähe sich der Pegmatitgang befindet, liegt etwa 20 Km. innerhalb der Mündung des großen und wilden Tysfjords, der von dem inneren Teil des Vestfjords gegen Süden weit in die Felsenmassen hineindringt. Durch einen großartigen Betrieb an Kalifeldspat (Mikroklinpertit) ist die Gangmasse vorzüglich aufgeschlossen. Vom Jahre 1906 bis 1921 inklusive wurden nach Angaben des Herrn Direktor Schattenstein im ganzen über 40,000 Tonnen Kalifeldspat produziert, und der Bruch scheint bei weitem nicht ausgebeutet zu sein. Vor dem Kriege (1913) war die Jahresproduktion etwa 6000 Tonnen. Die Feldspatmasse wird in offenem Bruch abgebaut und enthält nur geringe Mengen anderer Mineralien. Nebenbei liegt eine große und reine Quarzmasse, die noch nicht angebrochen ist.

Bei dem Durchgehen des von Hundholmen im Sommer 1910 gesammelten Materials entdeckte ich ein in Orthit eingewachsenes kleines Bruchstück eines Krystalls, das vorläufig nicht identifiziert werden konnte. Während eines kurzen Aufenthaltes im Bruch im Sommer 1911 wurde dann dieses Mineral nachgesucht, und es gelang mir ein größeres Material von guten Krystallen aufzufinden, die sich als Thalenit herausstellten. Dieses Mineral wurde zuerst von C. Benedicks[2] von dem Granitpegmatitgang bei Österby im Kirchspiel Stora Skedevi, Dalkarlien beschrieben und später auch von Hj. Sjögren[3] bei Askagen in Wärmland gefunden.

Dieses dritte Vorkommen bei Hundholmen, daß besonders in krystallographischer Hinsicht von Interesse ist, wurde bisher nur in einem Vortrage[4] am 7. Dezember 1912 in Norsk Geologisk Forening besprochen.

---

[1] Nach freundlicher Mitteilung von Professor J. Schetelig ist jedoch ein euxenitähnliches Mineral aus dem Bodögebiet nach dem mineralogisch-geologischen Museum in Kristiania eingekommen.

[2] C. Benedicks: Geol. Fören. Förh. *20*, 308, 1898.
— : Bull. of the Geol. Inst. of Upsala *4*, 1, 1899.

[3] Hj. Sjögren: Geol. Fören. Förh., *28*, 93, 1906.

[4] Th. Vogt: Norsk Geol. Tidsskr. *2*, No. 13, s. 41, 1913.

Der Granitpegmatitgang bei Hundholmen und seine Mineralien.

Der Hundholmen-Gang muß zuerst als ein Quarz-Mikroklin-Biotit-Pegmatit bezeichnet werden, indem der Oligoklasalbit vollständig zurücktritt, während sich der Muskovit wohl nur als Drusenmineral mit anderen Mineralien der hydrotermalen Face zusammen findet. Der Kalifeldspat ist der gewöhnliche groblamellierte Mikroklinpertit, welcher beinahe weiß oder doch sehr hell gefärbt ist. Die karakteristischen Mineralien der Plagioklas-Muskovit-Gänge, nämlich Beryll und Topaz, fehlen vollständig, ebenso der Turmalin.

Durch die yttriumreiche Paragenesis Euxenit, Fergusonit, Gadolinit, Xenotim und Orthit schließt sich der Hundholmen-Gang an eine Gruppe von granitischen Pegmatitgänge, die im südlichen Norwegen so reichlich vertreten sind. Solche finden sich nach W. C. BRÖGGER wesentlich auf der Strecke Tvedestrand—Arendal, auf Lister (Hitterö), in Sätersdalen und im Stavanger Amt.

An vier verschiedenen Granitpegmatitgängen in Sätersdalen (Ljosland, Eptevand, Landsvärk und Unneland) hat J. SCHETELIG[1] auch den seltenen Thortveitit, der als ein scandiumreicher Stellvertreter des Thalenits aufgefaßt werden kann, gefunden. Das Mineral kommt hier immer in Paragenesis mit Beryll, Ilmenorutil, Alvit, Monazit und Euxenit vor.

Am meisten unterscheidet sich die Mineraliengesellschaft bei Hundholmen von derjenigen der südnorwegischen Pegmatitgänge durch das reichliche Auftreten von Yttrofluorit, den ich schon früher beschrieben habe[2]. Das Auffinden von Fluoriden der seltenen Erden im südlichen Norwegen wäre wohl doch nicht unerwartet.

Aus einigen schwedischen Granitpegmatitgängen sind dagegen bekanntlich einige solche Mineralien gefunden, wie der Yttrocerit und der Fluocerit. Eine große Ähnlichkeit mit unserem Gang zeigt somit der Quarzbruch von Österby in Dalarne, 22 Km. südlich von Falun, wo der Thalenit zuerst entdeckt wurde. Nach A. E. NORDENSKJÖLD[3], M. WEIBULL[4] und C. BENEDICKS (1899) hat man hier einen quarzreichen und mikroklinführenden

[1] J. Schetelig: Norsk Geologisk Tidsskr. *6*, 233, 1922.

[2] Th. Vogt: Centralblatt für Min. etc., 373, 1911.
— : Neues Jahrbuch für Min. etc., 9, 1914 II.
F. Zambonini: Rivista di Min. e Christ. Ital., *45*, 1915.
Ref. in Zschr. für Krist. *56*, 219, 1921.
Die interessante Untersuchung von Zambonini hat meine Auffassung über den Yttrofluorit als Mischkrystall von CaF_2 und YF_3 vollkommen bestätigt.

[3] A. E. Nordenskjöld: Geol. För. Förh. 7, 301, 1884.

[4] M. Weibull: Geol. För. Förh. *8*, 496, 1886.
— : Geol. För. Förh. *12*, 535, 1890.
— : Geol. För. Förh. *20*, 54, 1898.

Pegmatitgang mit Gadolinit, Orthit, Yttrotantalit, Monazit und die bemerkenswerte Paragenesis von Thalenit mit einem Fluorid der seltenen Erden, wie bei Hundholmen. Allerdings ist das Fluorid bei Österby der Fluocerit.

Nach P. GEIJER[1] gehört der Gang bei Österby demselben geologischen Typus wie die altbekannten Granitpegmatitgänge bei Finnbo, Broddbo, Kårarvet etc. in der Nähe von Falun. Nach demselben Verfasser[2] sind die gewöhnlichen Gangmineralien der Faluner Gänge Quarz, Mikroklinpertit, Oligoklasalbit, Muskovit, Biotit und Almandin; außerdem findet sich Wismut, Pyrit, Zinnstein, Zirkon, Gahnit, Flußspat, Fluocerit, Yttrocerit, Monazit, Gadolinit, Spessartin, Beryll, Orthit, Cordierit, Topaz, Tantalit, Yttrotantalit, Fergusonit, Hjelmit und Bergpech. Diese Gänge, die sich u. a. durch das Auftreten von Beryll und Topaz und seine Zinnmineralien von Hundholmen unterscheiden, stehen nach P. GEIJER mit den jüngsten, serarchäischen Graniten des Grundgebirges in genetischem Zusammenhang.

Außerhalb den erwähnten Lokalitäten ist Yttrocerit und Fluocerit in Skandinavien nur bei Bastnäs gefunden (P. GEIJER), der jedoch von GEIJER[3] als ein metasomatisches Vorkommen gedeutet wird.

Bei Åskagen in Wärmland kommt der Thalenit nach der Beschreibung von HJ. SJÖGREN (1906) in einem ultrasauren Granitpegmatitgang mit einem blättrigen Feldspat vor, der sich nach G. FLINK[4] als ein Mikroklinpertit herausgestellt hat. Außer Quarz, Mikroklinpertit und Thalenit findet sich Wismut, Wismutglanz, Gadolinit, Orthit und außerdem Tengerit als sekundäre Bildung.

Außerhalb Skandinavien kommt der Yttrialit[5], der als ein thoriumreiches und metamikt umgewandeltes Glied der Thalenitgruppe karakterisiert werden kann, im Granitpegmatitgang bei Baringer Hill, Llano Co. in Texas vor. Dieser Gang ist nach F. L. HESS[6] mikroklinreich und führt eine Yttriumgesellschaft mit Gadolinit, Polykras, Fergusonit, Orthit, Cyrtolit, Yttrialit und Rowlandit; außerdem gibt es hier auch einige Thorium- und Uranmineralien, wie Mackintoshit, Thorogummit, Nivenit und Gummit.

Daß somit der Thalenit in einer yttriumreichen Paragenesis vorkommt, ist ohne weiteres klar. Sowohl der Thalenit wie der Yttrialit wird immer von Gadolinit und Orthit begleitet, während Beryll und Topaz fehlen. Bei allen Vorkommen außer Åskagen kommen auch Niobate und Tantalate der Yttererden vor, während das Mineral bei Hundholmen und Österby von den sonst so sparsamen Fluoriden der seltenen Erden begleitet ist. Die Para-

---

1 P. Geijer: Geol. För. Förh. *43*, 19, 1921.
2 P. Geijer: S. G. U., Ser. C, No. 275, 83, 1917.
3 P. Geijer: S. G. U., Ser. C, No. 304, 23, 1921.
4 Gust. Flink: Arkiv för Kemi, Mineralogi och Geologi *5*, No. 10, 109, 1914.
5 Hidden and Mackintosh: Am. Journ. Sc. *38*, 477, 1889.
W. F. Hillebrand: Am. Journ. Sc. *13*, 145, 1902.
Hidden: Am. Journ. Sc. *19*, 425, 1905.
6 F. L. Hess: U. S. Geol. Surv. No. 340 D, 68, 1908.

genesis bei den Thortveititvorkommen ist eine andere, indem hier z. B. Beryll anstatt Gadolinit auftritt.

Über das geologische Alter des Granitgebietes, mit welchem der Granitpegmatitgang bei Hundholmen in genetischer Verbindung steht, habe ich selbst keine Beobachtungen gemacht, indem ich wesentlich nördlich von dem Ofotenfjord geologisch gearbeitet habe. Indessen hat mir S. FOSLIE freundlichst mitgeteilt, daß er das Granitgebiet als Grundgebirge auffaßt. Zwar liegt die Lokalität mitten in dem kaledonischen Faltungsgebirge, der Granit bildet aber hier einen Antiklinal, der zwischen meinen ersten und zweiten Hauptsynklinalen liegt[1]. An dieser Stelle wurde dann die Unterlage des Faltungsgebirges von der Erosion erreicht, und der Granit ist wohl deshalb als ein Fenster aus älterem Gebirge aufzufassen.

Es wäre insofern recht interessant, wenn sich auch der Hundholmen-Pegmatit als Grundgebirge auffassen ließe. Besonders wird ja dadurch die Analogie mit den oben erwähnten schwedischen wie auch südnorwegischen Pegmatitgängen größer als sonst vermutet.

Der Granit selbst ist bei Hundholmen ein grauer Biotit-Amphibol-Granit, mittelkörnig bis ziemlich grobkörnig und mit deutlicher Parallelstruktur. Er führt Quarz, Mikroklinmikropertit in schöner Entwicklung, daneben auch Oligoklasalbit (10 % An, $c : \alpha' = \div 8{,}5^\circ$ im Schnitt ⊥ a) in geringere Menge. Es kommt auch zonarstruierter Myrmekit vor: Kern 16—22 % An, Hülle 0—16 % An. Der dunkle Glimmer ist ein eisenoxydreicher Lepidomelan mit sehr starker Lichtabsorption: α = hell gelblich grün oder hell grünlich braun, β und γ = grünschwarz bis braunschwarz, beinahe opak. Der Amphibol besteht aus einem etwa einachsigen und optisch negativen Hastingsit[2], der auch sehr dunkle Absorptionsfarben aufweist: α = hell gelblich grün, β und γ = sehr dunkel, beinahe opak olivengrün und blaugrün. Sonst gibt es reichlich Titanit, sehr viel Orthit oder Epidotorthit samt etwas Calcit und Apatit. Der Orthit ist gelblich oder schwach braunlich, oft ein wenig zonarstruiert und immer deutlich doppelbrechend. Individuen, die in dem Lepidomelan eingewachsen sind, werden von pleochroitischen Höfen umgeben. Dasselbe gilt für einige sehr kleine Körner mit starker Licht- und Doppelbrechung, die wohl aus Zirkon oder Xenotim bestehen.

Bemerkenswert ist der ungewöhnlich große Gehalt an Orthit in diesem Granite; es muß wohl dies in Zusammenhang mit dem reichlichen Auftreten von Mineralien mit seltenen Erden in dem Granitpegmetit gesehen werden.

---

[1] Th. Vogt: Geol. För. Förh., *43*, 678, 1921.
— Norsk Geol. Tidsskr., 1922.
— Geol. För. Förh., 1922.

[2] Cfr. Th. Vogt: Videnskabsselskapets Skrifter, I. Mat.-naturvid. Klasse 1915, No. 8, 11, Kristiania 1916.

Ein sekundärer Unterschied von den meisten skandinavischen Granitpegmatitgängen besteht darin, daß die seltenen Mineralien bei Hundholmen weniger metamikt umgewandelt sind. Der Orthit, der Gadolinit, teilweise auch sogar der Fergusonit ist doppelbrechend, wie schon früher beschrieben wurde (Th. Vogt 1911). Es steht dies vielleicht mit dem Fehlen von den stark radioaktiven Elementen Thorium und Uran in Zusammenhang, Elemente, die wahrscheinlich eine große Rolle bei diesen Umwandlungen spielen. Jedenfalls wurde bis jetzt kein Mineral mit diesen Stoffen bei Hundholmen gefunden, und bei der spektroskopischen Prüfung von dem Yttrofluorit durch Hofrat F. Exner in Wien (Th. Vogt 1911), wurde keine Spur von Thorium entdeckt.

Früher war ich dazu geneigt, die wenig umgewandelten Charaktere der Hundholmen-Mineralien mit einem möglichen jüngeren (kaledonischen) Alter in Verbindung zu setzen, ohne daß jedoch etwas darüber veröffentlicht wurde. Es läßt sich aber dies auch ohne eine solche Annahme erklären, wie oben dargestellt ist.

Nachdem der Yttrofluorit im Jahre 1911 beschrieben wurde, sind außer dem Thalenit auch einige andere Mineralien bei Hundholmen gefunden. Der Vollständigkeit wegen wird deshalb eine Liste über die bis jetzt gefundenen Mineralien hinzugefügt.

Die primären Gangmineralien sind die folgenden:

Quarz.	Euxenit.
Mikroklinpertit.	Fergusonit.
Oligoklasalbit.	Xenotim.
Biotit.	Yttrofluorit.
Magnetit.	Schwefelkies.
Orthit.	Kupferkies.
Gadolinit.	Bleiglanz.
Thalenit.	Molybdänglanz.

Auf Klüften und in Drüsen sitzen folgende Mineralien, zum Teil schön krystallisiert:

Quarz.	Xenotim.
Albit.	Parisit.
Muskovit.	Chlorit.
Flußspat.	Desmin.

An Rissen und an Krystallflächen finden sich weiter Spuren von:

Calcit.	Tengerit.

Außerdem enthält der Yttrofluorit Einschlüsse von zwei Mineralien, die wegen der Knappheit des Materials noch nicht identifiziert werden konnten.

Einige Bemerkungen über die anderen Silikate der seltenen Erden, welche in diesen gemeinschaftlichen Publikationen behandelt werden, den

Orthit und den Gadolinit, sind noch zu geben, bevor ich zur Beschreibung des Thalenits übergehe.

Orthit und Epidot-Orthit.

Der Orthit kommt teils in Verbindung mit der Yttrofluoritmasse, teils auch als große isolierte Klumpen im Feldspat oder Quarz vor. Im ersten Fall finden sich oft Krystalle, die zum Teil auch meßbar sind. Im zweiten Fall ist die Orthitmasse massiv und bildet rundliche Klumpen, die eine Größe bis zu etwa 0,5 m. im Durchschnitt erreichen.

Die Krystalle sind klein und wurden optisch und krystallographisch untersucht. Es gibt zwei Varietäten, die für sich allein oder auch im *primären* Zonarbau zusammen auftreten. Die eine Orthitsubstanz ist hell gefärbt und tritt gewöhnlich als Hülle um einen dunkleren Orthit auf, wenn sie sich zusammen finden. Die Ebene der optischen Achsen liegt bei den beiden Varietäten in der Symmetrieebene. Beide sind optisch positiv, der Winkel der optischen Achsen ist indessen verschieden; bei dem dunklen Orthit ist 2 V γ nahe am 90°, bei dem hellen bedeutend kleiner. Ein besonders charakteristischer Dünnschliff nach 010 oder senkrecht auf der optischen Normale zeigt folgendes (Fig. 2): Ein Kern, z. T. mit krystallographischer Begrenzung, zeigt einen starken Pleochroismus, während derjenige für die Hülle nur soeben merkbar ist:

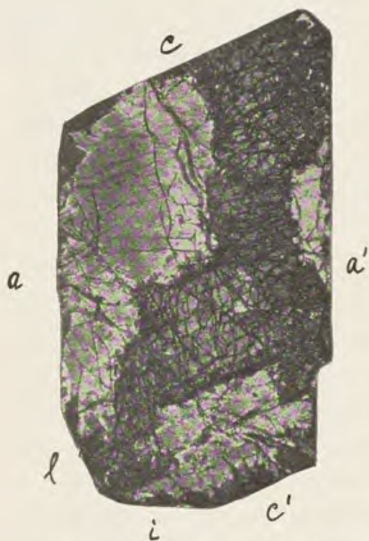


Fig. 2. Epidot-Orthit mit Zonarbau, nach 010 geschnitten. 18/1.

	Kern.	Hülle.
α	hell gelblichbraun.	hell gelblichbraun.
γ	dunkel graubraun.	gelblichbraun.

Die Auslöschung c : α liegt im spitzen Winkel von β und ist bemerkenswert klein:

	Kern.	Hülle.
c : α =	17,5°	22,5°

Die Dispersion der Auslöschung ist nicht merkbar. Am meisten unterscheidet sich Kern und Hülle durch die viel stärkere Doppelbrechung der ersteren; während die Hülle nur die ganz schwache Interferenzfarbe von grauweiß I zeigt, weist der Kern die lebhaften Farben von grün II auf. Mittels des Babinetschen Kompensators konnte festgestellt werden, daß die Doppelbrechung vom Kern 4,57 mal so stark wie diejenige der Hülle war. Die Dispersion der Doppelbrechung ist bemerkenswert schwach, nicht merkbar bei der Hülle und $\varrho > v$ im Kern.

Andere Schnitte ∤ 010 zeigen ähnliche Verhältnisse:

Dunkler Orthit.	Heller Orthit.
$c : \alpha = 18°$	22°
	20°
24°	
	24°

Schnitte senkrecht Bisektrix α und γ zeigen folgenden Pleochroismus:

	Dunkler Orthit.	Heller Orthit.
α	Sehr hell gelblichbraun.	Sehr hell gelblichbraun.
β	Dunkel kastanienbraun.	Rein grün.
γ	Graubraun.	Hell gelblichbraun.
	$\alpha < \gamma < \beta$	$\alpha < \gamma \leqq \beta$

Beim dunklen Orthit im Schnitt $\perp \alpha$ ist es besonders bemerkenswert, daß die Absorptionsfarbe nach β bedeutend dunkler als diejenige nach γ ist. Bisweilen wird außerhalb der dunkel kastanienbraunen Farbe nach β auch eine sehr dunkle grünbraune Hülle beobachtet.

Von dem massiven Orthit, der in großen Klumpen auftritt, ist weniger zu sagen. Er ist optisch positiv mit großem Achsenwinkel und zeigt eine grüne Absorptionsfarbe parallel β, während in den andern Richtungen gelblichbraune Farben auftreten. Die Doppelbrechung ist schwach, etwa wie beim hellen Orthit oben. Bisweilen findet man „isotrope" Stellen, die im Dünnschliff als zirkelrunde Partien, bisweilen auch mit konzentrischen Andeutungen, auftreten. Es scheint als ob diese Veränderung sich kugelförmig von einem Punkte aus verbreitet. Sie sind eigentlich nicht ganz isotrop, bestehen aber von Aggregaten, die aus sehr kleinen Körnern mit sehr schwacher Doppelbrechung zusammengesetzt sind. Diese Stellen zeigen dann natürlicherweise keinen Pleochroismus.

Wenn man die oben angegebenen optischen Data durchsieht, ist es augenfällig, daß sich diese Orthitmineralien in mehreren Richtungen von den üblichen Orthiten unterscheiden. Es betrifft dies u. a. den Auslöschungswinkel $c : \alpha =$ etwa 20°, einem Wert, der diese Mineralien wohl unter den Epidot-Orthit von V. M. Goldschmidt[1] setzt. Ob auch die großen Klumpen zum Epidot-Orthit gehören, ist nicht sichergestellt, es ist immerhin ziemlich wahrscheinlich. Wenn man die Orthitanalysen aus den granitischen Pegmatitgänge durchsieht, ist es überhaupt bemerkenswert, wie viel Epidot und Klinozoisitsilikat diese Orthite enthalten.

Die Krystalle von Epidot-Orthit sind prismatisch nach der b-Achse ausgezogen und etwas nach 100 abgeplattet. Sie sind ziemlich flächenreich und zeigen auch einige für Orthit neue Formen, die jedoch so unsicher sind, daß sie nicht angeführt werden sollen. Es ist die prismatische Zone [100 : 001],

[1] V. M. Goldschmidt: Die Kontaktmetamorphose im Kristianiagebiete. Vid.-Selsk. Skrifter. I. Mat.-Naturvid. Klasse, 1911, No. 11, S. 416.

die so reich entwickelt ist mit den Formen a $\{100\}$, c $\{001\}$, i $\{\bar{1}02\}$, r $\{\bar{1}01\}$, l $\{\bar{2}01\}$, σ $\{\bar{1}03\}$ und s $\{\bar{2}03\}$, etwa in Rangfolge nach Größe und Häufigkeit aufgerechnet. Die Endflächen sind n $\{\bar{1}11\}$ und o $\{011\}$, die einander oft in Gleichgewicht halten. Fünf Krystalle von Epidot-Orthit wurden gemessen:

		Zahl der Kanten	Gemessen	Berechnet Orthit (G. vom RATH)	Berechnet Epidot (N. v. KOKSHAROV)
a : c	100 : 001	7	64° 32′	64° 59′	64° 37′
a : l	100 : 20$\bar{1}$	3	25 28	26 0	25 57
: r	: 10$\bar{1}$	3	51 45	51 37	51 41
: s	: 20$\bar{3}$	1	69 58	69 34	69 46
: i	: 10$\bar{2}$	7	81 15	80 45,5	81 2
: σ	: 10$\bar{3}$	5	93 25	92 42	93 2
a : n	100 : 11$\bar{1}$	4	68 34	68 42	69 2
c : n	001 : $\bar{1}$11	1	75 18	74 49	75 11

Zwar sind die Signalbilder gewöhnlich klar und scharf, sie sind aber oft verdoppelt, und überhaupt sind die Flächen in ihrer Entwicklung etwas gestört. Die einzelnen Messungen liegen deshalb oft ziemlich weit voneinander entfernt, sie genügen aber recht gut zur Identifikation der Formen. Wenn man auch nicht allzu großes Gewicht auf den Messungen legen darf, ist es jedoch deutlich, daß sie sich durchgehend viel mehr den berechneten Werten für Epidot als denjenigen für Orthit nähern. Es steht dies wohl mit der chemischen Zusammensetzung, die sich im Auslöschungswinkel $c : \alpha =$ etwa 20° manifestiert, in Verbindung.

Gadolinit.[1]

Der Gadolinit kommt nur in Verbindung mit der orthitreichen sahlbandähnlichen Zone am Rand der Yttrofluoritmasse vor, die unter dem Thalenit besprochen wird. Die begleitenden Mineralien sind Quarz, Plagioklas mit 7,5 % An, Orthit, Biotit, Yttrofluorit und Xenotim. Die Krystalle sind ganz klein, nur einige mm. groß, und meistens gegen Quarz und Plagioklas idiomorph ausgebildet, während sie als rundliche Körner im Yttrofluorit vorkommen. In den Rand ist bisweilen, aber nur selten, etwas Orthit eingewachsen.

Unter dem Mikroskope zeigt sich dieser Gadolinit als schön doppelbrechend mit lebhaften Interferenzfarben. Die Farbe ist vollkommen gleichförmig und *hell grasgrün*, ohne merkbaren Pleochroismus im Dünnschliff.

Die Doppelbrechung ist nicht ganz gleichmäßig, indem die Krystalle ein klein wenig zonar gebaut sind. Der Kern, der von unregelmäßigen Rissen durchzogen ist, zeigt eine etwas höhere Doppelbrechung als die

[1] Sie auch Anhang S. 44.

Hülle, die am meisten frei von Rissen auftritt. Es gibt aber keine scharfe Grenze, die Partien gehen allmählich ineinander über. Allem Anschein nach ist dies eine primäre Zonarstruktur. Der Kern bildet immer die Hauptmasse, während sich die Hülle meistens nur als eine schmale Umrandung findet. Aber auch in dem Kern ist die Doppelbrechung nicht ganz konstant.

Es findet sich keine Spur von brauner Gadolinitsubstanz, welche aus den übrigen doppelbrechenden Vorkommen (Hitterö, Österby und Ytterby) berichtet sind, und die nach den verschiedenen Verfassern als Umwandlungserscheinungen gedeutet sind. Der vorliegende Gadolinit scheint somit ganz ungewöhnlich frisch zu sein, und es ist wohl überhaupt das frischeste Material, das bisher von Gadolinit gefunden ist. Eine optische Untersuchung schien deshalb wünschenswert; diese mußte den kleinen Dimensionen der Krystalle wegen nach petrographischen Methoden vorgehen.

Ausreichend genaue Schnitte senkrecht auf α, β und γ kommen mehrmals vor, und mittels der Quarzindividuen, die oft senkrecht β getroffen sind, kann man die recht ungenauen Dickebestimmungen umgehen. Die Doppelbrechung wurde dann mittels des Babinetschen Kompensators im Tageslicht gefunden:

	Kern.	Hülle.
$\beta-\alpha$ =	0,0105	0,0094
$\gamma-\beta$ =	0,0125	0,0111
$\gamma-\beta$ =	0,0126	0,0109
$\gamma-\alpha$ =	0,0242	0,0203

Die Dispersion der Doppelbrechung ist sehr deutlich mit $\varrho < v$, wegen der etwas schwankenden Werte der Doppelbrechung an verschiedenen Stellen habe ich es aber nicht für nötig gehalten, monochromatisches Licht anzuwenden. Wenn man auf der letzten Dezimale verzichtet, kann die Doppelbrechung des Gadolinits wie folgt angegeben werden:

	Kern.	Hülle.
$\beta-\alpha$ =	0,011	0,010
$\gamma-\beta$ =	0,013	0,011
$\gamma-\alpha$ =	0,024	0,021

In der Litteratur liegt bis jetzt keine Bestimmung der Doppelbrechung vor, in seiner Bearbeitung der norwegischen Gadolinite liefert aber J. Schetelig Messungen, die etwas niedriger als die vorliegenden sind.

Der Gadolinit wird als optisch positiv angegeben mit $2 V_\gamma = 85° 28'$ (Eichstädt). Schnitte senkrecht einer Achse zeigen optisch positiven Charakter, und nach der Hyperbelkrümmung scheint auch der Achsenwinkel etwa 85° zu sein. Die Achsendispersion ist stark mit $\varrho < v$. Die Messungen der Doppelbrechung in verschiedenen Schnitten zeigen auch einen optisch positiven Charakter.

Die Krystalle von Gadolinit sind sehr schön entwickelt mit glänzenden Flächen, die gute und zum Teil ganz vorzügliche und ungestörte Signalbilder im Reflexionsgoniometer liefern. Zwei kleine Krystalle wurden gemessen:

		Zahl der Kanten	Gemessen	Diff.	Berechnet (EICHSTÄDT)
b : y	010 : 021	2	20° 44′	— 0,5′	20° 43,5′
b : q	: 011	3	37 10,5	— 3,5	37 7
b : w	: 012	6	56 27,5	+ 5	56 32,5
m : p	110 : 111	2	21 55	— 4	21 51
m : c	: 001	2	89 23	+ 9	89 32
m′ : o	1̄10 : 1̄11	2	21 57	+ 1	21 58
m′ : γ	: 1̄12	1	39 1	— 2	38 59
m′ : c	: 001	1	90 23	+ 5	90 28

Die Übereinstimmung zwischen gemessenen und berechneten Winkeln ist somit ausgezeichnet. Die Entwicklung der Krystalle ist meistens prismatisch mit m und c als die größten Flächen, oder auch mehr pyramidal, indem die positiven und negativen Einheitspyramiden vorherrschen. Meistens sind die Krystalle rings herum frei entwickelt. Die Formen p, o, m, b, w, q, y, c, a und γ sind beobachtet.

Beschreibung des Thalenits.

Das Auftreten des Thalenits.

Der Thalenit kommt in Verbindung mit dem Yttrofluorit vor. Der Yttrofluorit erscheint als eine wahrscheinlich linsenförmige Gangmasse im Kalifeldspat; sie ist wenigstens 4 m. lang und erreicht eine Breite von wenigstens 1 bis 1 3/4 m. Die sonst ziemlich reine Yttrofluoritmasse ist gewöhnlich an ihren Grenzen von einer dunklen, sahlbandähnlichen Zone umgeben, die bisweilen eben Thalenit führt. Die Breite der dunklen Zone wechselt zwischen einige cm. und mehrere dm. Sie ist scharf gegen den Feldspat abgegrenzt, während ein allmählicher Übergang in die Yttrofluoritmasse mehrmals zu beobachten ist. Die schwarze Masse besteht aus Orthit, Quarz und Albit, indem der Orthit gewöhnlich überwiegt. Bisweilen enthält sie auch Gadolinit, Fergusonit, Xenotim, Pyrit, Molybdänglanz und außerdem auch Yttrofluorit. Gute Krystalle von Xenotim sitzen bisweilen an den Krystallflächen des Thalenits angewachsen.

In der feinkörnigen Mischung sitzen Thalenitkrystalle mit sehr schlechter Krystallbegrenzung, indem das Krystallisieren von dem Orthit gehindert

wurde. In Periferie der Thalenitkrystalle sind dann zahlreiche sehr kleine Orthitindividuen eingewachsen.

In gewissen Teilen der dunklen Grenzzone finden sich weiter einige Linsen nur mit Quarz und etwas Oligoklasalbit. Die besten Thalenitkrystalle finden sich nun hier; sie sitzen an der Orthitmasse angewachsen und ragen als schöne Krystalle in den Quarz hinein. Man findet deshalb gewöhnlich nur die eine Seite mit Krystallflächen entwickelt, während die andere Seite wegen der gleichzeitigen Krystallisation von Thalenit und Orthit stark deformiert ist. Nur als seltene Ausnahme gibt es ringsherum entwickelte Krystalle. Der Quarz löst sich sehr gut von dem Thalenit, und läßt sich leicht wegpräparieren.

Physikalische Eigenschaften.

Die Farbe des frischen Thalenits ist am Bruch schwach rötlich violett oder gelb mit einem Stich ins rötlich-violette. Das nicht mehr ganz frische Mineral ist hellrot am Bruch. Die Farbe an den Krystallflächen ist wechselnd, rötlich, graublau oder gelblich. Das Mineral ist durchscheinend bis durchsichtig. Der Bruch ist vollkommen muschelig, und ähnelt in den zentralen Teilen der Krystalle bisweilen denjenigen eines stark lichtbrechenden Glases. Keine Spaltbarkeit ist beobachtet; die Krystalle sind aber gewöhnlich von zahlreichen unregelmäßigen Rissen durchsetzt. Die Härte ist 6—6½ und das spezifische Gewicht 4,454[1]; das Material war jedoch mit Orthit verunreinigt.

Öfters findet man die Oberfläche von einer weißen Substanz teilweise überzogen, die häufig als radialstrahlige Aggregate entwickelt sind. Dieselbe Substanz kommt auch an Rissen des umgebenden Quarzes vor, sowie an Rissen in der großen Yttrofluoritmasse. Sie löst sich leicht in Säure unter Entwicklung von Kohlensäure. Ein Säureauszug bestand aus Yttriumoxyd nebst etwas Calziumoxyd. Das letztere rührt wahrscheinlich von Calzit her, der ebenso an Rissen vorkommt, und das erstere von dem radialstrahligen Mineral, das wohl aus Yttriumkarbonat besteht. Es ist somit mit Tengerit identisch.

Optische Untersuchung.

Ein durchgemessenes Krystallfragment (Krystall No. 1) wurde zur optischen Untersuchung geopfert, indem ein Schnitt parallel *b* {010} hergestellt wurde.

Der Schnitt zeigte den spitzen Bisektrix α zentral austretend. Die Ebene der optischen Achsen liegt beinahe senkrecht auf der Kante [010 : 110] oder der c-Achse. Der Krystall war etwas zonar struiert. Der Auslöschungswinkel $c : \beta$ beträgt im Kern nur 1° und in der Hülle 3°. Die beiden Werte sind gegen hinten gerechnet und liegen also im spitzen Winkel von β.

---

[1] 0,9565 Gr. wurde von Kemiker RødLAND in Benzol gewogen.

Der Bisektrix ist ein klein wenig dispergiert mit $c\beta\varrho > c\beta v$. Das konoskopische Bild zeigte eine ganz schwache gedrehte Dispersion. Einige kleinere Partien im Kern zeigen eine erhebliche Dispersion der Bisektrixen und eine entsprechend starke gedrehte Dispersion des konoskopischen Bildes.

Die optischen Erscheinungen entsprechen vollkommen der monoklinen Symmetrie des Minerals. Mit dem ganz kleinen Auslöschungswinkel ist aber annährend eine rhombische Symmetrie vorhanden. Die monokline Symmetrie geht aus den Dispersionsverhältnissen hervor.

Die optische Orientierung von Thalenit aus Hundholmen ist somit $b = \alpha$, $c : \beta = 1^\circ$ im Kern, 3° in der Hülle. Es stimmt dies mit der Orientierung des Thalenits von Österby nicht überein. Von C. BENEDICKS wird angegeben: $a \perp \alpha$; Ebene der optischen Achsen $\perp c$. Wenn wir aber die Aufstellung von BENEDICKS 90° um die c-Achse drehen, wird eine Übereinstimmung der optischen Orientierung erreicht:

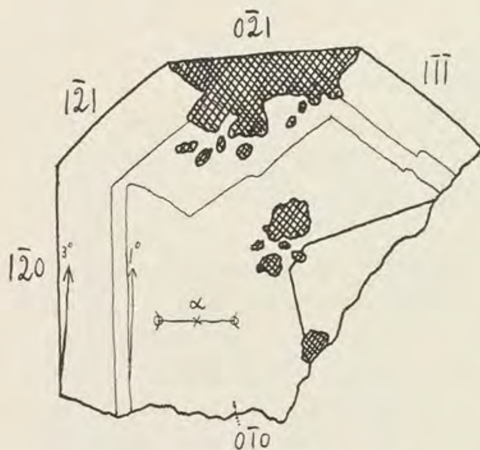


Fig. 3. Thalenit von Hundholmen; Schnitt parallel 010. Orthit ist dunkel schraffiert.

$$b = \alpha,\ c : \beta = 0^\circ$$

Von dem Schnitt $\perp a$ (100) [= b (010) von mir] gibt BENEDICKS eine Auslöschungsschiefe von höchstens 3° an. Es entspricht dies der Auslöschungsschiefe $c : \beta = 3^\circ$ in der Hülle des Hundholmenminerals.

Der Thalenit von Hundholmen ist wie das Mineral von Österby optisch negativ. Den Winkel der optischen Achsen habe ich mit Hilfe des Beckeschen Zeichentisches in Verbindung mit Camera lucida ermittelt. Geeignete Splitter des Minerals, welche sowohl den spitzen Bisektrix α wie eine Achse zeigten, wurden unter dem Mikroskope ausgesucht und gemessen. Drei verschiedene Bestimmungen stimmen sehr gut überein: $V = 36^\circ$, 37°, 37°. $2\,V_\alpha$ ist somit etwa 73°. Der Achsenwinkel im Kern und in der Hülle scheint etwa der gleiche zu sein. Die Dispersion der Achsen ist sehr schwach mit $\varrho < v$. In Natriumlicht hat BENEDICKS den Achsenwinkel $2\,V_\alpha$ zu $67^\circ\ 35'$ ermittelt, ein Wert, der etwa $5^1/2^\circ$ von dem unsrigen abweicht.

Die Doppelbrechung wurde mit dem Babinetschen Kompensator in Verbindung mit Dickenbestimmungen ermittelt. Die Dicke des Dünnschliffes ist mit der Mikrometerschraube eines großen neuen Fuess-Mikroskopes gemessen. In dem orientierten Schliff $\perp \alpha$ wurde $\gamma - \beta$ gefunden. Die Hülle ist stärker doppelbrechend als der Kern, welches sich in den abweichenden Polarisationsfarben Ausdruck gibt. Die Resultate sind:

Kern $\gamma-\beta = 0{,}0027$
Hülle $\gamma-\beta = 0{,}0044$

Weil dieser Schliff eine ziemlich große Dicke besitzt ($d = 0{,}156$ bis 0,165 mm. an verschiedenen Stellen), halte ich diese Bestimmungen für recht genau. Verschiedene Kontrollbestimmungen stimmen auch sehr gut überein. Die Dispersion der Doppelbrechung ist unbedeutend mit $(\gamma-\beta)_\varrho < (\gamma-\beta)_v$ und kleiner im Kern als in der Hülle. Nach derselben Methode wurde $\gamma-\alpha$ ermittelt:

$$\gamma-\alpha = 0{,}013 \; (0{,}0132)$$
$$\text{mit } (\gamma-\alpha)_\varrho < (\gamma-\alpha)_v.$$

Die Dicke dieses Schnittes beträgt nur 0,045 mm., und die Bestimmung beansprucht deshalb keine große Genauigkeit.

Die Doppelbrechung $\gamma-\alpha$ läßt sich zur Kontrolle mit Hilfe der Werte für $\gamma-\beta$ und $2\,V_\alpha$ berechnen. Die folgenden Werte wurden erhalten:

Kern $\gamma-\alpha = 0{,}0076$
Hülle $\gamma-\alpha = 0{,}0124$.

Der oben angegebene Wert für $\gamma-\alpha$ bezieht sich somit an eine Zusammensetzung wie die der Hülle.

Die Doppelbrechung von Kern und Hülle des Thalenits läßt sich somit wie folgt angeben:

	Kern	Hülle
$\gamma-\alpha$	= 0,008	0.013
$\beta-\alpha$	= 0,005	0,008
$\gamma-\beta$	= 0,003	0,005

Aus Beobachtungen an zwei Prismen hat Benedicks folgende Werte gefunden:

I	$\gamma-\beta$	0,0047
II	$\beta-\alpha$	0,0048

Der Wert für $\gamma-\beta$ stimmt mit der Hülle, $\beta-\alpha$ mit dem Kern des unsrigen Thalenits überein. Es läßt sich wohl deshalb vermuten, daß auch der Thalenit von Österby zum Teil einen zonaren Aufbau besitzen konnte.

Auch die Lichtbrechungsindices habe ich mit petrographischen Methoden ermittelt, die sich bei den zonar gebauten Mineralien bewärtigen. Es wurde die Immersionsmethode benutzt. Die Lichtbrechung des Metylenjodids kommt derjenigen des Thalenits sehr nahe, und konnte mit Erfolg benutzt werden. Der bedeutenden Dispersion dieser Flüssigkeit wegen geschahen die Bestimmungen in monochromatischem Licht. Zwei gut monochromatische Gläser wurden angewandt, ein rotes Glas mit einer Wellenlänge von 639 $\mu\mu$ und ein grünes mit 528 $\mu\mu$.

Die Lichtbrechungskoeffizienten des Metylenjodids bei diesen Wellenlängen sind 1,735 bezw. 1,758 bei 15°, nach graphischer Interpolation

zwischen den angegebenen Werten in Landholt-Börnstein: Physikalisch-Chemische Tabellen. Sowohl β in der Hülle und γ im Kern in rotes Licht wie γ in der Hülle in grünes Licht konnte ermittelt werden:

	Kern	Hülle
βr		1,736
γgr		1,757
γr	1,734	

Die Lichtbrechung in der Hülle ist somit entschieden stärker als im Kern. Durch das Verhalten in schräger Beleuchtung geht dies auch an zonarstruierten Individuen unmittelbar hervor.

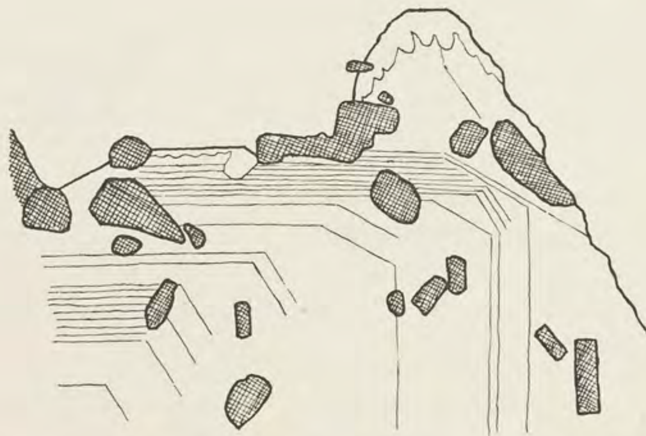


Fig. 4. Schiefer Schnitt von Thalenit von Hundholmen mit Zonarstruktur und Rekurrenzen. Orthit ist dunkel schraffiert. Eine randliche Umwandlung ist oben zu sehen.

Die Lichtbrechung des Thalenits von Österby wurde von Benedicks an zwei Prismen ermittelt, von welchen, wie gesagt, wohl die eine Werte für die Hülle, die andere für den Kern gibt:

	α	β	γ
I.		1,7389	1,7436
II.	1.7312	1,7360	

Es ist auch hier die Hülle starker lichtbrechend als der Kern. Für Natriumlicht gibt Benedicks zwei Werte von β an, 1,7360 (dem Kern entsprechend) und 1,7389 (der Hülle entsprechend). Für diese Wellenlänge wäre β des Hundholmenminerals etwa 1,736 bezw. 1,742, welche ganz gut mit den Beobachtungen von Benedicks übereinstimmen.

Die Zonarstruktur des Thalenits ist offenbar eine ursprüngliche. Besonders deutlich zeigt sich dies an einem schrägen Schnitte von Thalenit, welcher in Fig. 4 abgebildet ist. Zahlreiche Rekurrenzen geben hier die Krystallflächen während des Wachstums an.

Von sekundärer Natur sind dagegen einige Partien an dem Rand einiger Krystalle; sie breiten sich wulstenartig von der Oberfläche aus, und kommen auch an Rissen in den inneren Teilen vor. Sie sind bedeutend stärker doppelbrechend als die Hülle.

Chemische Untersuchung.

Nur eine ganz unvollständige Analyse von Thalenit von Hundholmen ist bis jetzt ausgeführt. Das Analysemateriel war mit ein klein wenig Orthit verunreinigt. Die ausgeführten Bestimmungen zeigen eine genaue Übereinstimmung mit der Analyse von BENEDICKS, wenn man von dem Wassergehalte absieht:

	I.	II.
SiO_2	29,76 %	29,88 %
Y_2O_3	} 64,34 —	63,35 —
Fe_2O_3		0,30 —
$Al_2O_3 + BeO$		0,45 —
H_2O	0,75 —[1]	2,08 —

I. Thalenit, Hundholmen, Analytiker TH. VOGT.
II. Thalenit, Österby, Analytiker C. BENEDICKS.

Die Oxydsumme 64,34 besteht ganz überwiegend aus Yttererden; die Ceriterden treten gänzlich zurück. Von Fe_2O_3 und Al_2O_3 gibt es nur Spuren, die vielleicht von dem Orthit herrühren konnten.

Eine vollständige Analyse soll jetzt von Herrn Kemiker RÖDLAND ausgeführt werden, und es empfiehlt sich deshalb eine nähere Diskussion der chemischen Zusammensetzung aufzuschieben. Nur werde ich darauf hinweisen, daß der Gehalt an Wasser bedeutend kleiner als im Österbymaterial ist, und daß das Mineral wohl als ursprünglich wasserfrei zu deuten ist. Man kommt dann der Hauptsache nach zur Verbindung $Y_2Si_2O_7$, wie es auch HILLEBRAND (1902) und HJ. SJÖGREN (1906) annehmen, im Gegensatz zu C. BENEDICKS, der die Formel $H_2Y_4Si_4O_{15}$ behauptet.

Krystallographische Untersuchung.

Die Flächen der Thalenitkrystalle sind gewöhnlich eben und glänzend und eignen sich sehr gut zur Messung mit dem Reflexionsgoniometer. Das krystallographische Material besteht aus etwa 15 gut entwickelten Krystallen. Sie erreichen eine Größe von 1 × 1/2 × 1 cm.; die meisten sind aber kleiner. Einige sehr schön und vollkommen ausgebildeten Krystallen mit glänzenden Flächen sind nur wenige mm. groß. Die besten Krystalle wurden zur

[1] Die Bestimmung des Wassers (+ 110°) wurde an ausgesucht reinem und frischem Material ausgeführt.

Messung ausgesucht und mittels Reflektionsgoniometer gemessen. Die Flächen gaben meistens gute und zum Teil vorzügliche Signalbilder.

Der Thalenit gehört der prismatischen Klasse des monoklinen Systems. Seine krystallographischen Konstanten sind:

$$0{,}9190 : 1 : 0{,}6480 \quad \beta = 82^\circ\ 54'{,}5.$$

Sämtliche Krystalle sind sehr flächenreich. Ingesamt sind 23 Formen beobachtet:

a	100	*d*	$\bar{1}01$
b	010	*e*	$\bar{3}01$
c	001	*u*	121
n	120	*v*	232
m	110	*x*	111
g	210	*s*	$\bar{1}21$
h	520	*w*	$\bar{2}32$
l	310	*r*	$\bar{1}11$
f	021	*y*	$\bar{2}11$
o	011	*t*	$\bar{1}12$
k	012	*z*	112?
i	101		

Die gemessenen und berechneten Winkel sind auf der Tabelle S. 35 zu sehen.

Die Krystalle sind typisch dick tafelförmig nach *b* {010}. Oft sind sie ein klein wenig nach der *c*-Achse ausgezogen, aber ebenso häufig sind die Dimensionen nach der *a*-Achse und der *c*-Achse etwa die gleichen. Zwillingbildungen sind nicht beobachtet worden.

Bezüglich der Flächen ist folgendes zu bemerken. Die *b*-Fläche {010} ist immer groß, beinahe ohne Ausnahme die größte von den vorhandenen Flächen. Die Prismenzone ist besonders reich entwickelt mit den fünf Prismen *n* {120}, *m* {110}, *g* {210}, *h* {520} und *l* {310}. Bei den größeren Krystallen ist *m* {110} oder besonders *n* {120} vorherrschend, während *g* {210} und *l* {310} entweder fehlen oder nur als schmale Streifen auftreten. An den kleinen Krystallen können die vier Prismen *n*, *m*, *g* und *l* etwa gleich entwickelt sein. Die *a*-Fläche kann entweder als eine breite Fläche oder auch als ein schmaler Streifen auftreten, sie fehlt aber niemals. Die Form *h* {520} ist nur einmal beobachtet; der gemessene Winkel stimmt aber ganz gut mit dem berechneten überein.

Die Zone [010 : 001] enthält die drei Formen *f* {021}, *o* {011} und *k* {012}. Von diesen ist *o* {011} immer vorhanden und gewöhnlich breit entwickelt. Die Form *f* {021} ist häufig vorhanden, gewöhnlich aber nur als eine ganz kleine etwa rektanguläre Fläche zwischen *o* und *b*. Die Form *k* {012} ist selten; sie ist mehrmals als eine kleine Abstumpfung beobachtet, nur einmal aber gemessen. Die Basis *c* {001} fehlt selten, ist aber gewöhnlich sehr schmal und matt.

		Zahl gemess. Kanten	Gemessen	Diff.	Berechnet
b : n	010 : 120	7	28° 30′	+ 3′	28° 33′
: m	: 110	10	47 25*	—	—
: g	: 210	2	64 59	+ 20	65 19
: h	: 520	1	69 56,5	— 7,5	69 49
: l	: 310	1	72 53	+ 5	72 58
: a	: 100	11	90 1	— 1	90 0
b : f	010 : 021	4	37 20	+ 1	37 21
: o	: 011	9	57 3,5*	—	—
: k	: 012	1	71 35	+ 28	72 3
a : i	100 : 101	3	50 8,5*	—	—
: c	: 001	2	82 50	+ 4,5	82 54,5
: d	: 10$\bar{1}$	4	59 35	+ 2,5	59 37,5
: e	: 30$\bar{1}$	6	26 29	0	26 29
b : u	010 : 121	12	44 50	+ 1	44 51
: v	: 232	1	53 33,5	— 17	53 16,5
: x	: 111	8	63 32	+ 1	63 33
: i	: 101	8	90 1	— 1	90 0
b : s	010 : $\bar{1}$21	4	41 15	— 3,5	41 11,5
: w	: $\bar{2}$32	1	50 16	— 15	50 1
: r	: $\bar{1}$11	7	60 41	+ 6,5	60 47,5
: d	: $\bar{1}$01	6	89 57	+ 3	90 0
a : u	100 : 121	1	63 19,5	— 12	63 7,5
: f	: 021	1	85 33	+ 9	85 42
a′ : s	$\bar{1}$00 : $\bar{1}$21	2	70 23	+ 10	70 33
m : u	110 : 121	2	35 25	+ 14	35 39
: o	: 011	2	63 19,5	+ 17,5	63 37
: t	: $\bar{1}$12	1	85 59	+ 76	87 15
m′ : d	$\bar{1}\bar{1}$0 : $\bar{1}$01	2	68 10	— 1	68 9
i : o	101 : 011	1	45 20	— 13	45 7
: s	: $\bar{1}$21	1	77 11,5	— 3,5	77 8
n : u	120 : 121	1	32 50	+ 9	32 59

Die Pyramidenzonen [010 : 101] und [010 : $\bar{1}$01] sind analog entwickelt mit den Formen *u* {121}, *v* {232}, *x* {111} und *s* {$\bar{1}$21}, *w* {$\bar{2}$32}, *r* {$\bar{1}$11}. Die Winkel der Flächen in den beiden Zonen sind aber verschieden, wie es aus der Winkeltabelle hervorgeht. Die Formen *u* {121}, *x* {111}, *s* {$\bar{1}$21} und *r* {$\bar{1}$11} sind an beinahe sämtlichen Krystallen gefunden; am meisten hervortretend sind *u* {121} und *r* {$\bar{1}$11}. Die Formen *v* {232} und *w* {$\bar{2}$32} sind verhältnismäßig selten und schmal.

Fig. 5. Stereographische Projektion von Thalenit von Hundholmen. Die wichtigsten Formen sind durch Ringe hervorgehoben.

Die Formen *i* {101} und *d* {$\bar{1}$01} fehlen sehr selten; die Fläche *i* ist gewöhnlich größer als *d*. Die am besten entwickelte Fläche dieser Zone ist aber bei weitem *e* {$\bar{3}$01}. Sie ist durchgehend breit und groß, nicht selten aber matt.

Die Form *y* {$\bar{2}$11} ist sehr häufig vorhanden, ist aber immer matt und nicht mittels Reflexionsgoniometer meßbar. Sie wurde durch die Zonen [011 : $\bar{1}$11 : $\bar{2}$11] und [$\bar{3}$01 : $\bar{2}$11 : $\bar{1}$21] bestimmt.

Die Form *t* {$\bar{1}$12} kommt mehrmals als eine schmale Fläche zwischen 011 und $\bar{1}$01 vor, ist aber nur einmal gemessen. Die Form *z* {112} tritt als kleine viereckige Flächen zwischen 001 und 111 auf, da sie wegen ihrer Mattheit niemals gemessen ist, muß sie als unsicher bezeichnet werden.

Nach ihrer Häufigkeit und Größe kann man folgende Rangfolge der Formen aufstellen:

b e n m o i d u r a f x s c.
g y t l w k v z h.

Die Formen der ersten Gruppe treten wahrscheinlich immer auf; bei den etwas beschädigten Krystallen sind sie jedoch nicht immer beobachtet. Die Formen der zweiten Gruppe sind zurücktretend oder selten.

Die Kombinationen einiger einzelnen Krystalle werden unten angegeben:

Krystall No. 1. Taf. VIII, Fig. 7.

Abgebrochenes Fragment der linken Seite eines Krystalls mit *b* $(0\bar{1}0)$, *n* $(1\bar{2}0)$, *m* $(1\bar{1}0)$, *f* $(0\bar{2}1)$, *u* $(1\bar{2}1)$, *r* $(\bar{1}\bar{1}1)$. Zur optischen Untersuchung geopfert.

Krystall No. 2.

Ein etwas unregelmäßig ausgebildeter Krystall mit *b* $(010, 0\bar{1}0)$ *a* $(\bar{1}00)$ *n* $(1\bar{2}0, \bar{1}\bar{2}0)$ *m* $(1\bar{1}0, \bar{1}\bar{1}0)$ *f* (021) *o* $(011, 0\bar{1}1)$ *k* (012) *c* (001) *u* $(121, 1\bar{2}1)$ *x* $(111, 1\bar{1}1)$ *i* (101) *e* $(\bar{3}01, 30\bar{1})$ *d* $(\bar{1}01)$ *r* $(\bar{1}11)$ *w* $(\bar{2}\bar{3}2)$ *s* $(\bar{1}\bar{2}1)$ *t* $(\bar{1}\bar{1}2)$. Die Flächen 010, $0\bar{1}0$, $\bar{3}01$, $30\bar{1}$ und 011 sind groß, die übrigen zurücktretend bis ganz klein.

Krystall No. 3. Taf. VII, Fig. 5 und 6, Tafel VIII, Fig. 6. Größe $5 \times 4 \times 8$ mm. (nach der *a*-, *b*- und *c*-Achse gemessen).

Eine Kombination von *a* (100) *b* (010) *n* $(120, 1\bar{2}0, \bar{1}20)$ *m* $(110, 1\bar{1}0)$ *g* (210) *f* (021) *o* $(011, 01\bar{1})$ *u* $(121, 1\bar{2}1, \bar{1}2\bar{1})$ *v* (232) *x* $(1\bar{1}1)$ *i* (101) *e* $(30\bar{1}, \bar{3}01)$ *s* $(\bar{1}21, 12\bar{1})$ *y* $(21\bar{1})$. Besonders groß sind die Flächen 010, 100 und $30\bar{1}$. Dieser schöne Krystall sitzt mit seinem linken und hinteren Teil in der Orthit-Quarz-Masse festgewachsen.

Krystall No. 4. Taf. VII, Fig. 7, Taf. VIII, Fig. 4 und 5. Größe $5 \times 3 \times 6$ mm.

Eine Kombination von *a* (100) *b* $(010, 0\bar{1}0)$ *c* $(00\bar{1})$ *n* $(120, 1\bar{2}0, \bar{1}20)$ *m* $(110, 1\bar{1}0)$ *g* $(210, 2\bar{1}0)$ *l* $(3\bar{1}0)$ *f* (021) *o* $(011, 01\bar{1}, 0\bar{1}\bar{1})$ *d* $(10\bar{1})$ *e* $(\bar{3}01, 30\bar{1})$ *u* (121) *s* $(\bar{1}21, 12\bar{1}, 1\bar{2}\bar{1})$ *r* $(11\bar{1}, 1\bar{1}\bar{1})$.

Auch dieser Krystall ist hinten links an der Orthit-Quarz-Masse angewachsen.

Krystall No. 5. Taf. VII, Fig. 1, 2, 3 und 4. Größe $3{,}5 \times 2 \times 3{,}5$ mm.

Dieser kleine Krystall ist wohl der beste und vollkommenst entwickelte Krystall des ganzen Materials. Die Flächen sind mit wenigen Ausnahmen vorzüglich meßbar. Die Kombination von Flächen ist die folgende: *a* $(100, \bar{1}00)$ *b* $(010, 0\bar{1}0)$ *c* $(001, 00\bar{1})$ *n* $(120, 1\bar{2}0, \bar{1}20, \bar{1}\bar{2}0)$ *m* $(110, 1\bar{1}0, \bar{1}10, \bar{1}\bar{1}0)$ *g* $(210, 2\bar{1}0)$ *l* $(310, 3\bar{1}0, \bar{3}\bar{1}0)$ *f* (021) *o* $(011, 0\bar{1}1, 01\bar{1}, 0\bar{1}\bar{1})$ *i* $(101, \bar{1}0\bar{1})$ *d* $(\bar{1}01, 10\bar{1})$ *e* $(30\bar{1}, \bar{3}01)$ *u* $(121, 1\bar{2}1, \bar{1}\bar{2}\bar{1})$ *x* $(1\bar{1}1, \bar{1}1\bar{1}, \bar{1}\bar{1}\bar{1})$ *s* $(\bar{1}21)$ *r* $(\bar{1}11, 11\bar{1}, 1\bar{1}\bar{1})$ *y* $(21\bar{1}, 2\bar{1}\bar{1})$.

An diesem Krystall sind somit 17 Formen mit 42 Flächen entwickelt.

Krystall No. 6. Größe $7 \times 4{,}5 \times 7$ mm.

Der Krystall ist oben rechts an Feldspat und Orthit angewachsen, und links vorn etwas in seiner Entwicklung gestört. Der Typus ist etwa wie Krystall No. 5. Die Flächen sind die folgenden: *a* $(100, \bar{1}00)$ *b* $(010, 0\bar{1}0$

$n(120,\ 1\bar{2}0,\ \bar{1}20,\ \bar{1}\bar{2}0)$ $m(110,\ 1\bar{1}0,\ \bar{1}10,\ \bar{1}\bar{1}0)$ $g(210)$ $f(021,\ 0\bar{2}1,\ 02\bar{1},\ 0\bar{2}\bar{1})$ $o(011,\ 0\bar{1}1,\ 01\bar{1}\ \ 0\bar{1}\bar{1})$ $d(\bar{1}01,\ 10\bar{1})$ $e(30\bar{1})$ $u(121,\ 1\bar{2}1,\ \bar{1}21,\ \bar{1}\bar{2}\bar{1})$ $x(111,\ 1\bar{1}1,\ \bar{1}1\bar{1},\ \bar{1}\bar{1}\bar{1})$ $s(\bar{1}21,\ \bar{1}\bar{2}1,\ 12\bar{1})$ $w(\bar{2}32)$ $r(\bar{1}11,\ \bar{1}\bar{1}1,\ 11\bar{1})$ $t(\bar{1}12)$.

Krystall No. 7. Größe 6,5 × 4 × 6,5 mm.

Einzelne Partien sind mit der Orthit-Quarz-Masse bedeckt; der Krystall ist im Ganzen gut und ringsherum ausgebildet. Die Kombination der Flächen ist: $a(100,\ \bar{1}00)$ $b(010,\ 0\bar{1}0)$ $c(001,\ 00\bar{1})$ $n(\bar{1}20)$ $m(110,\ 1\bar{1}0,\ \bar{1}10,\ \bar{1}\bar{1}0)$ $g(210,\ 2\bar{1}0,\ \bar{2}10,\ \bar{2}\bar{1}0)$ $l(310)$ $f(021,\ 02\bar{1},\ 0\bar{2}\bar{1})$ $o(011,\ 0\bar{1}1,\ 01\bar{1},\ 0\bar{1}\bar{1})$ $u(121,\ 1\bar{2}1,\ \bar{1}2\bar{1},\ \bar{1}\bar{2}\bar{1})$ $x(111,\ 1\bar{1}1,\ \bar{1}1\bar{1},\ \bar{1}\bar{1}\bar{1})$ $i(101,\ \bar{1}0\bar{1})$ $d(\bar{1}01)$ $e(\bar{3}01,\ 30\bar{1})$ $s(\bar{1}21,\ \bar{1}\bar{2}1)$ $r(\bar{1}11,\ \bar{1}\bar{1}1)$ $z(\bar{1}1\bar{2},\ \bar{1}\bar{1}\bar{2})$.

Krystall No. 8. Pl. VIII, Fig. 1, 2 und 3. Größe 10 × 5 × 11 mm.

Ein großer, tafelförmiger Krystall, der teilweise noch im Quarz und Feldspat steckt. Eine Kombination von $a(100)$ $b(010)$ $n(120,\ 1\bar{2}0)$ $m(110,\ 1\bar{1}0)$ $g(210,\ 2\bar{1}0)$ $f(021)$ $o(011)$ $i(101)$ $d(10\bar{1})$ $e(30\bar{1})$ $u(121,\ 1\bar{2}1)$ $x(111,\ 1\bar{1}1)$ $r(11\bar{1},\ 1\bar{1}\bar{1})$.

Die Fläche $e(30\bar{1})$ tritt hier ungewöhnlich viel zurück.

Vergleich mit dem Thalenit von Benedicks.

So lange das Material von Thalenit von Hundholmen nur krystallographisch untersucht worden war, konnte das Mineral nicht mit Sicherheit identifiziert werden. Die chemische Untersuchung erwies aber eine Übereinstimmung mit dem Thalenit von Österby, und die optische Untersuchung gab die zu einem krystallographischen Vergleich notwendige Grundlage.

Es zeigte sich zunächst, daß die Aufstellung von Benedicks 90° um die *c*-Achse gedreht werden mußte. Die optische Orientierung der beiden Mineralien fällt dann völlig zusammen.

Wir werden sehen, daß dadurch auch eine krystallographische Übereinstimmung erreicht wird. Der Prismenwinkel $ab = 100 : 110$ bei Benedicks mit 48,7° entspricht dann dem Prismenwinkel $bm = 010 : 110$ mit 47° 25′. Die wichtige Pyramide $e\{111\}$ bei Benedicks mit $ae\ (100 : 111) = 59°$ entspricht der positiven Pyramide $x\{111\}$ und der negativen Pyramide $r\{\bar{1}11\}$ mit $bx\ (010 : 111) = 63°\ 33'$ und $br\ (010 : \bar{1}11) = 60'\ 47{,}5'$. Der letzte Winkel stimmt mit demjenigen von Benedicks gut überein. Die Pyramide $d\{1\bar{1}\bar{1}\}$ von Benedicks mit $ad\ (100 : 1\bar{1}\bar{1}) = 73{,}0°$ findet sich an dem Material von Hundholmen nicht. Sie würde einer Pyramide $21\bar{2}$ mit $010 : 21\bar{2} = 74°\ 23'$ entsprechen. Überhaupt habe ich folgende Formen parallelisieren können:

Benedicks		Vogt	
a	100	*b*	010
b	110	*m*	110
c	010	*a*	100
d	$1\bar{1}\bar{1}$		$21\bar{2}$
e	$1\bar{1}1$	*r*	$\bar{1}11$
e	111	*x*	111
f	021		201
k	$3\bar{1}1$	*s*	$\bar{1}21$
k	311	*u*	121
g	$\bar{1}31$		?
i	221		?
h	311		?

Die entsprechenden Winkel werden unten angeführt:

Benedicks			Vogt		
ab	100 : 110	48,7°	*bm*	010 : 110	47° 25′
ac	100 : 010	90,0	*ba*	010 : 100	90 0
ad	100 : $1\bar{1}\bar{1}$	73,0		010 : $21\bar{2}$	74 23
bd	$1\bar{1}0$: $1\bar{1}\bar{1}$	55,7		110 : $21\bar{2}$	57,0[1]
ae	100 : 111	59,0	*br*	010 : $\bar{1}11$	60 47,5
ae	100 : $1\bar{1}1$	59,0	*bx*	010 : 111	63 33
be	$1\bar{1}0$: $1\bar{1}1$	52,5	*mx*	110 : 111	43 37,5
ak	100 : $3\bar{1}1$	35,0	*bs*	010 : $\bar{1}21$	41 11,5
bk	$1\bar{1}0$: $3\bar{1}1$	40,5	*ms*	$\bar{1}10$: $\bar{1}21$	41 1,5
ef	$1\bar{1}1$: $0\bar{2}1$	29,5		111 : 201	31,5[1]

Mehrere Formen, die an dem Thalenit von Österby vorkommen, sind somit an dem Material von Hundholmen nicht beobachtet. Bei einem so flächenreichen Mineral wie den Thalenit mag dies doch nicht wundern.

Die dicktafelige Entwicklung nach *b* {010} finden wir bei dem Thalenit von Österby wieder. Nach den Zeichnungen von Benedicks (vergleiche besonders Fig. 1) scheint überhaupt der Habitus des Minerals von den beiden Vorkommen ein ähnlicher zu sein.

An den Krystallen von Österby fehlt die Form *e* $\{\bar{3}01\}$, die bei Hundholmen als ein großes Pinakoidflächenpaar vorkommt. Hierdurch, und durch das Fehlen der Zone [010 : 001], erreicht der Thalenit von Österby eine

[1] Mittels des Wulfschen Netzes konstruktiv gefunden.

pseudorhombische Entwicklung. Der Kantenwinkel zwischen den Zonen [010 : 101] und [010 : 100] ist 50°, zwischen den Zonen [010 : 1̄01] und [010 : 1̄00] 60½°. Wenn die Kanten etwas unscharf entwickelt sind, läßt sich die unsymmetrische Entwicklung derselben nicht leicht beobachten. Der Winkelunterschied der positiven und negativen Pyramiden ist verhältnismäßig klein und läßt sich wohl mit Handgoniometer an kleinen Flächen übersehen.

Die Deutung der monoklinen Symmetrie in der unrichtigen Richtung rührt davon her, daß zwei verschiedene Pyramiden (1̄11 und 212̄) für Pyramiden mit denselben numerischen Indices (111 und 11̄1̄) angenommen wurden. Wenn man sich aber das schlechte krystallographische Material von Benedicks erinnert (fünf Teile von Krystalle, die nur mittels Handgoniometer gemessen werden konnten, standen zur Verfügung), ist die unrichtige Deutung seiner Krystalle leicht verständlich. Die pseudorhombische optische Orientierung konnte auch wenig Anleitung geben.

Vergleich mit anderen Silikaten der seltenen Erden.

Wenn man von den borhaltigen Silikaten der seltenen Erden absieht, kann man diese Mineralien beiläufig in zwei große Gruppen teilen. Die erste Gruppe besteht aus neutralen oder basischen Ortosilikaten mit den Ytter-Mineralien Gadolinit, Hellandit, Keilhauit und den Cer-Mineralien Orthit, Cerit, Törnebohmit, Beckelit, Cer-Homilit u. a.

Die zweite Gruppe, die uns hier interessiert, besteht hauptsächlich aus Diortosilikaten mit den Yttergruppe-Mineralien Thalenit, Thortveitit, Yttrialit, Rowlandit und Kainosit, während Cer-Mineralien fehlen. Sie kommen alle an granitischen Pegmatitgängen vor; außerdem ist aber der Kainosit merkwürdigerweise in einer ganz anderen Paragenesis bei Kogrufvan, Nordmarken in Schweden, gefunden.

Empirisch läßt sich die chemische Zusammensetzung in folgender Weise angeben:

Kainosit $Y_2Si_2O_7 . CaH_4Si_2O_7 . CaCO_3$.
Rowlandit $2\ Y_2Si_2O_7 . FeF_2$.

Thalenit $94\ Y_2Si_2O_7,\ 6\ FeSiO_3$.
Yttrialit $63\ Y_2Si_2O_7,\ 21\ FeSiO_3,\ 16\ ThSiO_4$[1].
Thortveitit $78\ Sc_2Si_2O_7,\ 18\ Y_2Si_2O_7,\ 4\ FeSiO_3$.

Der Yttrialit und der Rowlandit, die nur von Baringer Hill, Llano Co. in Texas bekannt sind, finden sich beide nur als isotrope, metamikt um-

[1] Die chemische Formel des Yttrialits kann auch als $63\ Y_2Si_2O_7,\ 32\ FeThSi_2O_7,\ 5\ FeSiO_3$ geschrieben werden.

gewandelte Massen ohne Krystallform. Es stehen dann der Thortveitit und der Kainosit zurück, dessen Krystallformen beschrieben sind.

Das interessante Mineral Thortveitit, das im Jahre 1910 von J. SCHETELIG[1] entdeckt wurde, ist wie gesagt chemisch analog mit dem Thalenit zusammengesetzt, insofern die beiden Mineralien Diortosilikate der seltenen Erden darstellen; während aber der Thalenit ein ausgesprochenes Yttriummineral ist, besteht die Hauptmasse der seltenen Erden bei dem Thortveitit aus Scandiumoxyd. Der Durchschnitt der drei von SCHETELIG veröffentlichten Analysen ergibt 39,42 % Sc_2O_3 und 13,77 % Y_2O_3, Dy_2O_3, Er_2O_3 etc. Man könnte wohl auch erwarten, daß die beiden Mineralien sich einander auch in krystallographischer Hinsicht nahe stehen würden. Dies ist indessen nicht ohne weiteres der Fall. Es ist ganz auffällig, wie große morphotropische Änderung die Einführung von dem Scandium hervorgebracht hat.

Die beiden Mineralien sind monoklin, die Winkel sind aber ziemlich verschieden. Es zeigt sich, daß die größte Ähnlichkeit erreicht wird, wenn man die zwei Mineralien in der normalen Aufstellung vergleicht. Diejenigen Formen, die einander am nächsten kommen, sind auch mit denselben Indices belegt, und man kann deshalb die krystallographischen Elemente direkt zusammenführen:

Thalenit	0,9190 : 1 : 0,6480	$\beta = 82^\circ 54{,}5'$
Thortveitit	0,7674 : 1 : 0,5569	$\beta = 77^\circ 28'$

Der Unterschied muß als bemerkenswert groß bezeichnet werden. Eine nähere Betrachtung zeigt indessen, daß die *a*- und *c*-Achsen bei den beiden Mineralien etwa gleich sind, und daß der Unterschied zwischen den Achsenverhältnissen hauptsächlich durch eine Verlängerung von der *b*-Achse des Thortveitits hervorgebracht ist. Eine Umrechnung der krystallographischen Elemente mit der *a*-Achse als Einheitsachse macht dies auffällig:

Thalenit	1 : 1,0881 : 0,7051
Thortveitit	1 : 1,3031 : 0,7257

Eine Ausrechnung der topischen Parametre von BECKE und MUTHMAN läßt sich leider nicht exakt durchführen.

Nur wenige Formen sind gemeinsam, nämlich 110, 001, 111 und $\bar{1}11$. Von den entsprechenden Winkeln können folgende angeführt werden (s. Tab. S. 42).

Die Entwicklung der Zonen und die Ausbildung der Krystalle überhaupt ist verschieden. Die Prismenzone ist reich entwickelt beim Thalenit mit (010), (120), (110), (210), (520), (310) und (100), während nur (110) beim

[1] J. Schetelig: Centralblatt für Min. 1911, 721.
— Norsk Geol. Tidsskr., B. 6, 233, 1921.
— Videnskapsselskapets Skrifter, dieser Band.

	Thalenit	Thortveitit
100 : 110	42° 35′	36° 49′
100 : 001	82 54,5	77 28
110 : 111	43 37,5	43 6
$\bar{1}$10 : $\bar{1}$11	49 4	53 20
111 : $\bar{1}$11	61 12	62 40

Thortveitit zu finden ist. Weiter ist die Zone [110 : 001] formenreich am Thortveitit entwickelt, während sie bei dem sonst so flächenreichen Thalenit ganz zurücktritt. Auf der anderen Seite sind die Zonen [010 : 101] und [010 : 001] am Thalenit schön entwickelt. Die Zone [010 : $\bar{1}$01] ist die einzige, die bei den beiden Mineralien gleichzeitig mit einer Mehrzahl von Flächen hervortritt, die Formen sind aber meistens verschieden.

Gewöhnlich sind die Thortveititkrystalle prismatisch nach der c-Achse ausgezogen, während sich die Thalenitkrystalle entweder dick tafelförmig nach 010 oder etwa gleichförmig in allen drei Richtungen ausbilden. Die Ausbildung macht doch weniger zu der Sache. Wichtiger erscheint es, daß das Zwillinggesetz nach 110 bei Thortveitit so allgemein verbreitet ist, daß beinahe sämtliche Krystalle verzwillingt sind. Bei dem Thalenit habe ich weder an Krystallen noch in Dünnschliffen Zwillingverwachsungen beobachtet. Die langprismatischen Krystalle von Thortveitit sind wohl als gesetzmäßig verzerrte Zwillinge nach der Regel von Fr. Becke anzusehen. Dadurch kann vielleicht der verschiedene Habitus der Krystalle erklärt werden.

Überhaupt kann man feststellen, daß die krystallographischen Beziehungen so wenig hervortreten, daß man wohl in Zweifel kommen kann, ob sie eine wirkliche krystallographische Verwandtschaft verraten. Andere Aufstellungen bringen aber gar keine Erleichterungen. Es ist z. B. recht naheliegend die optischen Elastizitätsachsen parallel zu orientieren. Die beiden Mineralien haben nicht dieselbe optische Orientierung, indem die Achsenebenen senkrecht aufeinander stehen. Die A. E. ist bei Thalenit normalsymmetrisch mit $a = b$ und bei Thortveitit symmetrisch mit $\beta = b$.

Die Prismenzone bei dem Thortveitit würde dann mit der Domenzone [100 : 001] bei dem Thalenit zusammenfallen. Um eine krystallographische Übereinstimmung zu erhalten, mußte man aber jetzt neue Formen berechnen; z. B. würden die Domen 201 und $\bar{2}$01, welche beim Thalenit nicht vorkommen, mit den Prismenflächen beim Thortveitit ungefähr zusammenfallen; die betreffenden Winkel sind 70° 36,5′ bezw. 73° 38′. Sonst sind aber die Winkel vollkommen verschieden und die optisch gleichartige Aufstellung ist somit ganz unwahrscheinlich.

Man muß sich damit begnügen auf die nicht allzu ausgesprochene Winkelähnlichkeiten hinzuweisen, welche sich in den krystallographischen Elementen und in der angeführten Winkeltabelle Ausdruck geben.

Die morphotropische Wirkung von dem Scandium besteht dann hauptsächlich in einer Verlängerung der *b*-Achse und in einer Schärfung des Winkels β, während die *a*- und *c*-Achsen etwa gleich bleiben. Weiter wird die Lichtbrechung erhöht von $\beta_{Na} = 1,7375$ bei Thalenit bis zu $\beta_{Na} = 1,7926$ beim Thortveitit; zugleich wird die Doppelbrechung stark vergrößert von $\gamma - \alpha_{Na} = 0,0124$ bis zu $\gamma - \alpha_{Na} = 0,0532$. Die optische Orientierung wird geändert, wohl durch eine relativ raschere Zunahme von dem Brechungsexponent parallel der *b*-Achse. In einem Zwischenstadium konnte man hier eine Mischung erwarten mit $\alpha = \beta$ und der Krystall somit einachsig und optisch positiv.

Gehen wir nun zu dem Kainosit über, wurde dieses Mineral bei Hitterö von A. E. Nordenskjöld[1] entdeckt und später aus Kogrufvan von Hj. Sjögren[2] krystallographisch beschrieben. Der Kainosit ist rhombisch mit den Achsenverhältnissen 0,9517 : 1 : 0,8832, also ziemlich verschieden von dem Thalenit. Es läßt sich wohl eine Übereinstimmung durch Umtausch der Achsen etc. hervorbringen, wie z. B. $c : b : {}^3/_4 a = 0,8832 : 1 : 0,7137$, wobei die Formen bei dem Kainosit noch ziemlich einfache Indices bekommen. Die entsprechenden Winkel sind dann:

Kainosit		Thalenit	
010 : 021	29° 31′	010 : 120	28° 33′
: 011	48 33	: 110	47 25
: 230	35 0,5	: 021	37 20

Wenn man aber die Kontrolle, die in der optischen Orientierung liegt, entbehren muß, kann man nicht behaupten, daß eine derartige Umstellung berechtigt ist, und ich will deshalb nur darauf hinweisen, daß eine Ähnlichkeit auch zwischen Thalenit und Kainosit möglich ist.

[1] A. E. Nordenskjöld: Geol. För. Förh., *8*, 143, 1886.

[2] Hj. Sjögren: Geol. För. Förh., *19*, 54, 1897.

Anhang: *Zu* den optischen Eigenschaften des Gadolinits.

Das ungewöhnlich frische Material von dem Hundholmen-Gadolinit ladet zu weiteren optischen Untersuchungen ein, indem ein vollkommen frischer Gadolinit bisher nicht untersucht war, und ich werde deshalb einige neue Beobachtungen hinzufügen.

Zuerst einige Bemerkungen über Farbe und Pleochroismus. Die Krystalle sind glänzend schwarz, unter der Lupe aber kantendurchscheinend mit dunkel olivengrüner Farbe; winzig kleine und rißfreie Krystalle sind schön durchscheinend mit demselben Farbenton. In sehr dicken Dünnschliffen, wo Quarz und Feldspat schon längst weiße Interferenzfarben höherer Ordnung zeigen, kann man einen deutlichen Pleochroismus wahrnehmen:

α = Olivengrün
β = Grasgrün
γ = Grasgrün

Die Farben nach den verschiedenen Richtungen besitzen etwa dieselbe Helligkeit mit $\alpha = \beta = \gamma$. In Dünnschliffen gewöhnlicher Dicke ist kein Pleochroismus wahrnehmbar, und die Farbe ist wie früher erwähnt gleichmäßig hell grasgrün.

Eine Bestimmung der Lichtbrechung wurde mittels der Immersionsmethode ausgeführt. In diesem jedenfalls früher etwas unbequemen Abschnitt der Lichtbrechungsskala empfiehlt sich Mischungen von Piperin ($C_{17}H_{19}NO_3$) mit Antimontrijodid (SbJ_3) und Arsentrijodid (AsJ_3), welche von H. E. Merwin[1] vorgeschlagen wurde und die neuerdings von E. S. Larsen[2] in ausgedehntem Maßstab angewandt worden ist. Die Mischungen schmelzen wenig oberhalb 100° C. und erstarren als ein orangebraunes und amorfes Glas. Für Na-Licht wurde γ des Gadolinits gleich 1,824 ± 0,001 gefunden, indem die betreffende Mischung mittels eines kleinen Prismas, wo ein Tröpfchen zwischen zwei Deckglasstücken eingeklemmt war, standardiziert wurde. Wenn man mit dem Mittel der zwei S. 27 angegebenen Werte der Doppelbrechung (Kern und Hülle) rechnet, erhält man die folgenden Werte für die Lichtbrechung des vollkommen frischen Gadolinits:

---

1 H. E. Merwin: Washington Acad. Sc. Journ. Vol 3 S. 35—40 1913.

2 Esper S. Larsen: U. S. Geol. Surv. Bull. 679 1921.

$\alpha = 1{,}801$
$\beta = 1{,}812$
$\gamma = 1{,}824$

Diese Werte liegen nicht unbedeutend höher als frühere Bestimmungen. Die ersten Angaben über die Lichtbrechung des Gadolinits rühren von N. ZENZÉN[1] her:

Kårarfvet, Schweden	n = ca. 1,76—1,78
Ytterby, Schweden	n = ca. 1,76—1,78
Hitterö, Norwegen	n = > 1,78

Weiter liefert ESPER S. LARSEN[2] eine Reihe von Bestimmungen in seiner so außerordentlich wertvollen Monographie über die optischen Konstanten der Minerale:

Hackberry, Arizona	$\alpha = 1{,}780$	$\gamma = 1{,}785$
Devils Head mine, Colorado		n = 1,783
Baringer Hill, Texas		n = 1,780
Kårarfvet, Schweden	$\alpha = 1{,}772$	$\gamma = 1{,}777$
Hooking Hollow, Texas		n = 1,710
Baringer Hill, Texas		n = 1,710

Diese letzteren Gadolinite sind aber entweder isotrop oder sie besitzen jedenfalls eine nur ganz schwache Doppelbrechung ($\gamma - \alpha = 0{,}005$), während dieselbe bei dem Hundholmen-Gadolinit einen beinahe fünfmal so hohen Wert erreicht ($\gamma - \alpha = 0{,}023$). Die höheren Licht- und Doppelbrechungen stehen somit untereinander in guter Harmonie.

[1] N. ZENZÉN: Bull. of the Geol. Inst. of Upsala. Vol *15* S. 64 1916.
[2] E. S. LARSEN: l. c. S. 77.

Erklärung zu den Tafeln.

Tafel VII.

Thalenit von Hundholmen.

Fig. 1. Krystall No. 5, Idealbild.
Fig. 2. Krystall No. 5, Projektion auf 010.
Fig. 3. Krystall No. 5, Projektion auf $0\bar{1}0$.
Fig. 4. Krystall No. 5, Projektion auf 100.
Fig. 5. Krystall No. 3, Projektion auf 010.
Fig. 6. Krystall No. 3, Projektion auf 100.
Fig. 7. Krystall No. 4, Idealbild.

Tafel VIII.

Thalenit von Hundholmen.

Fig. 1. Krystall No. 8, Idealbild.
Fig. 2. Krystall No. 8, Projektion auf 010.
Fig. 3. Krystall No. 8, Projektion auf 100.
Fig. 4. Krystall No. 4, Projektion auf 010.
Fig. 5. Krystall No. 4, Projektion auf 100.
Fig. 6. Krystall No. 3, Idealbild.
Fig. 7. Krystall No. 1, Projektion auf $0\bar{1}0$.

Tafel IX.

Fig. 1–6 Thalenit von Hundholmen. Die Krystalle sitzen auf einer Grundmasse angewachsen, die hauptsächlich aus Quarz und Orthit besteht. $1^3/4 \times$ Vergrößerung.

INHALT.

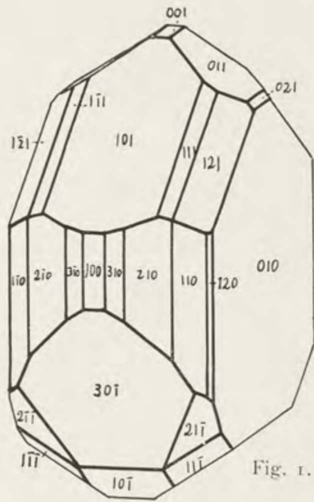


Fig. 1.

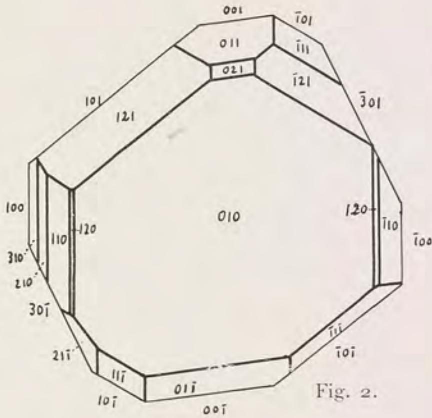


Fig. 2.

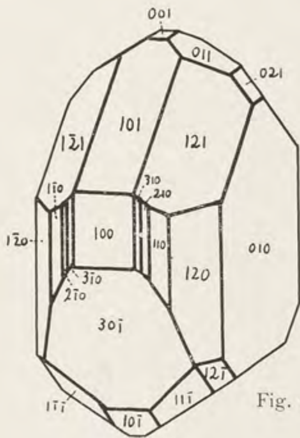


Fig. 7.

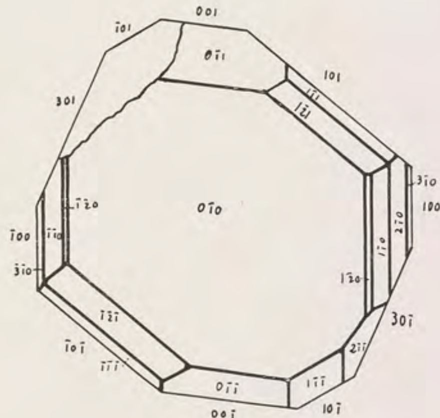


Fig. 3.

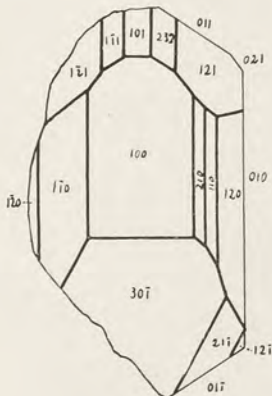


Fig. 6.

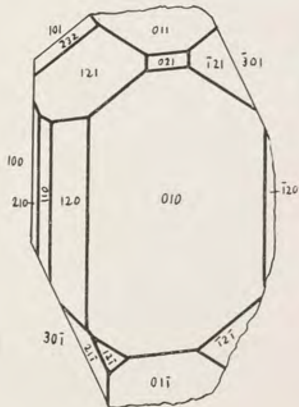


Fig. 5.

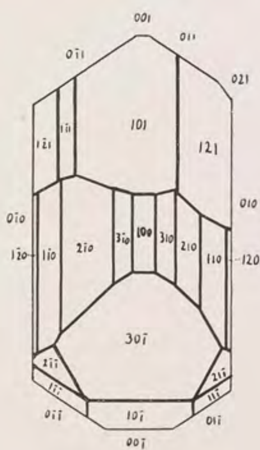


Fig. 4.

Thorolf Vogt del.

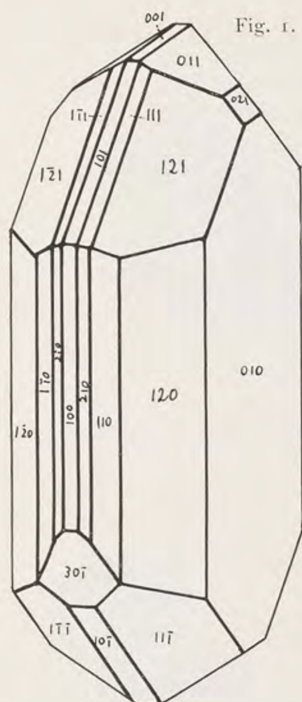


Fig. 1.

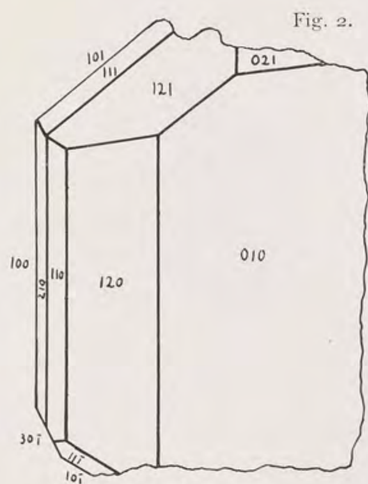


Fig. 2.

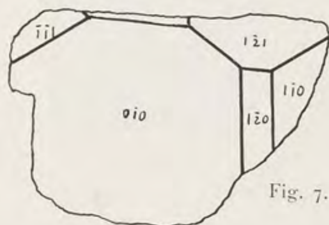


Fig. 7.

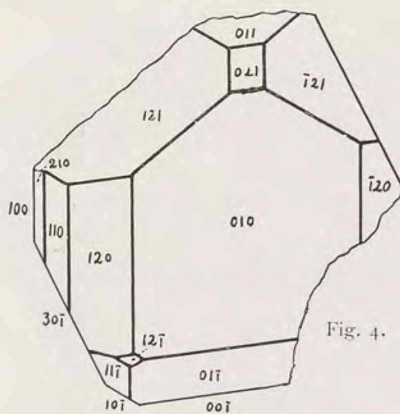


Fig. 4.

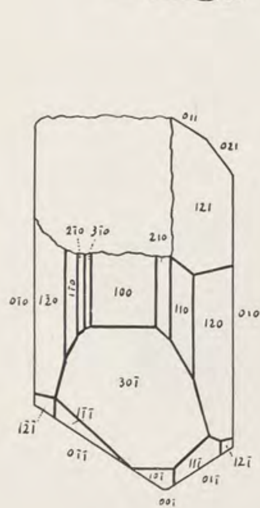


Fig. 5.

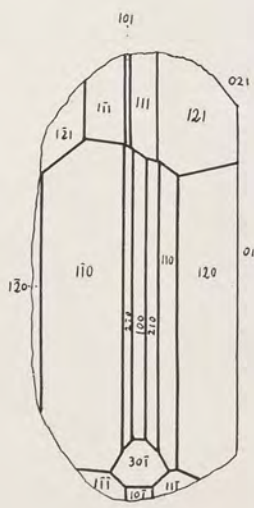


Fig. 3.

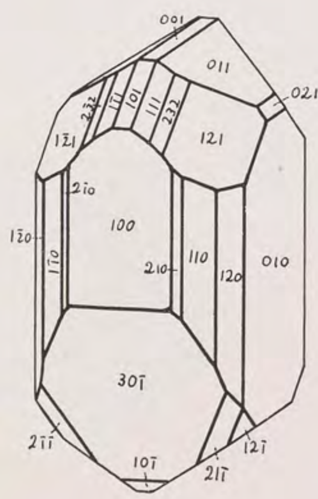
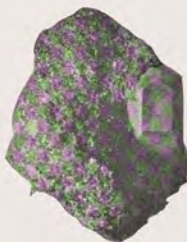


Fig. 6.

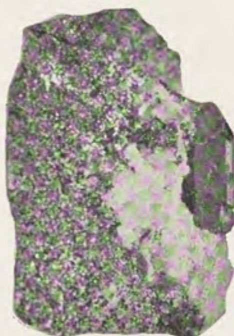
Thorolf Vogt del.



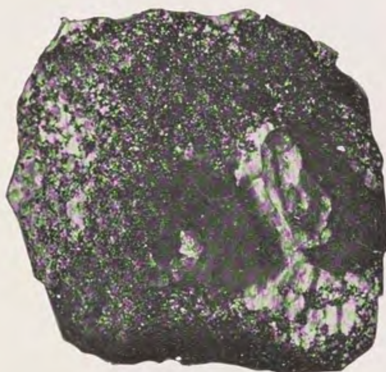
1



2



3



4



5



6

Borghild Larssen fot.

THORTVEITIT Schetelig, GADOLINIT Klaproth, KAINOSIT A. E. Nordenskjöld UND ORTHIT Berzelius

VON

JAKOB SCHETELIG

(MIT FIG. 6–23 UND TAFELN X—XV)

THORTVEITIT; SCHETELIG[1]

EIN SCANDIUMSILIKAT, $(Sc,Y)_2Si_2O_7$

Unter den sogenannten „seltenen Erdmetallen“ (Y-Reihe und Ce-Reihe) nimmt Scandium eine besondere Stelle ein. Erstens gehört es zu den spät entdeckten dieser Elemente und wurde nach der Entdeckung noch zwei Dezennien zu den allerseltensten Elementen der Erdkruste gerechnet, eine Ansicht, die erst durch die Arbeiten von G. EBERHARD in Potsdam völlig geändert wurde. Zweitens war bis zu der Entdeckung des Thortveitits keine einzige in der Natur vorkommende, chemische Verbindung mit Scandium als Hauptbestandteil bekannt, trotzdem eine systematische Forschung nach einer solchen Verbi ndung jahrelang getrieben wurde. Vor der Entdeckung des Thortveitits im Jahre 1910 war Scandium nur als zufälliger Übergemengteil und zwar nur in geringer und wechselnder Menge in einer kleinen Anzahl Mineralien, die weit entfernten Gruppen der Mineralsystematik angehörig waren, bekannt.

Es dürfte auch bemerkt werden, daß Scandium unter den seltenen Erdmetallen das kleinste Atomgewicht besitzt und gewisse Verschiedenheiten in den chemischen Eigenschaften von den übrigen seltenen Erdmetallen aufweist. Z. B. zeigt Scandium eine starke Geneigtheit zur Bildung von Komplexverbindungen, ein Verhältnis, das Schwierigkeiten bei der chemisch-analytischen Untersuchung des Thortveitits hervorgebracht hat. R. J. MEYER, der bekannte Scandiumforscher, schreibt[2]: „denn der chemische Charakter des Elements, soweit es bis jetzt bekannt ist, weicht sehr erheblich von dem typischen Verhalten der seltenen Erden im engeren Sinne ab“. Die abweichenden Eigenschaften lassen sich von dem Atomgewicht voraussagen. Er hebt den elektro-negativen Charakter des Scandiums hervor und zeigt, daß es näher den Elementen Th, Be und Al als den seltenen Erden im engeren Sinne steht. BRAUNER nennt Scandium „eine Extrapolation in der Reihe der Elemente der seltenen Erden.“

Es scheint mir deshalb berechtigt, wenn hier die vollständige Beschreibung des erst entdeckten, wirklichen Scandiumminerals vorgelegt wird, einen kurzen Abriß der Geschichte der Scandiumforschung vorauszuschicken.

---

[1] J. Schetelig: „Über Thortveitit, ein neues Mineral. Vorläufige Mitteilung“. Centrbl. f. Min. 1911. S. 721—726, und „Thortveitite, a Silicate of Scandium“. Norsk Geologisk Tidsskrift. B. VI, S. 233—244, 1922.

[2] „Über das Scandium I.“ Z. f. anorg. Chem. *60*, 1908.

MENDELEJEFF[1] verdanken wir die kühne Voraussagung der Existenz des Elements schon zehn Jahre vor der Entdeckung. In seinen Studien über das Gesetz der Periodizität der Elemente hat er, wie bekannt, im Jahre 1869 auf Grundlage einer Lücke im periodischen System zwischen Calcium und Titan die Existenz eines Elements mit dem Atomgewicht 44 und spez. Gew. des Oxydes etwa 3,5 vorausgesagt, und diesem Elemente den Namen „Ekabor“ gegeben.

Zehn Jahre später (1879) entdeckte NILSON[2] und CLEVE[3] in einigen seltenen, yttererdehaltenden Mineralien (Euxenit, Yttrotitanit und Gadolinit) ein neues Element, dessen Eigenschaften mit denen des von MENDELEJEFF vorausgesagten Ekabors übereinstimmten. Die Entdecker nannten das neue Element Scandium.

NILSON entdeckte erst das Element und hat es zusammen mit etwas Ytterbium von Erbinerde, die er von Euxenit, Arendal und Gadolinit, Ytterby gewonnen hatte, isoliert. CLEVE hat später in demselben Jahre Scandinerde von Gadolinit und Yttrotitanit (Keilhauit) isoliert und die Verbindungen und Hauptreaktionen des Elements studiert.

Die in den genannten Mineralien vorhandene Menge von Scandium ist nach NILSON und CLEVE äußerst gering:

Euxenit, Arendal	0,02 %	Sc_2O_3
Gadolinit, Ytterby	0,001—0,0015 %	„
Yttrotitanit, Arendal (?)...	0,0005 %	„

Die von NILSON und CLEVE hergestellten Scandiumpräparate waren nicht rein, sondern mit Ytterbium und Thorium gemischt.

Spätere Untersuchungen von G. EBERHARD und anderen haben gezeigt, daß Scandium kein konstanter Gemengteil der obengenannten Mineralien ist; vielmehr gibt es manche Euxenite, Yttrotitanite bezw. Gadolinite, die gar keine Spur von Scandium enthalten.

Nach den Arbeiten von NILSON und CLEVE verlaufen etwa 20 Jahre, in welchen die Scandiumforschung keine eigentlichen Fortschritte aufweisen kann. In diesem Zeitraum hat doch W. CROOKES unter anderen systematisch nach Scandium gesucht unter seinen Studien über Mineralien, die seltene Erden enthalten. Sehr selten aber hat er Scandium nachgewiesen. Es befestigte sich dann die geläufige Ansicht, daß Scandium unter den allerseltensten und am spärlichsten auftretenden Elementen unserer Erdkruste zu rechnen sein möchte. Dieser Ansicht hat sich auch CROOKES so spät als im Jahre 1908[4] angeschlossen.

---

1 Ann. Chem. Pharm. 1872, Suppl. 8, S. 133.
2 B. d. Chem. Ges. *13*, 1880, S. 1439.
3 Compt. Rend. Acad. Sc. Paris *89*, 1879, S. 419.
4 Proc. Roy. Soc. *80*, 1908, S. 516.

URBAIN[1] hat auch jahrelang Untersuchungen über seltene Erden (Yttererden) des verschiedenartigsten Ursprungs ausgeführt, nie aber hat er Scandium unter den seltenen Erden erkannt.

Inzwischen hatten die Astrophysiker die sehr wichtige Entdeckung gemacht, daß Scandium eine weite kosmische Verbreitung besaß. Schon ROWLAND konnte nachweisen, daß einige der stärksten Linien im Bogenspektrum des Scandiums als kräftige Fraunhofersche Linien im Absorptionsspektrum der Sonne auftraten. Durch spätere Untersuchungen sind alle — auch die feinsten — Scandiumlinien im Sonnenspektrum gefunden. Auch im Emmissionsspektrum der Sonnenatmosphäre, das nur wenige Sekunden während der totalen Sonnenfinsternis beobachtbar ist, hat man auch die stärksten Linien des Bogenspektrums des Scandiums nachweisen können. Auf Grundlage dieser Tatsachen sagt G. EBERHARD: „es kann keinem Zweifel unterliegen, daß Scandium relativ reichlich in der Sonne vorhanden ist".

Dank den Untersuchungen von G. EBERHARD wissen wir, daß das gleiche auch von den Sternen gilt. EBERHARD gibt an, daß er im Jahre 1901 bei der Ausmessung von Sternenspektren auf das starke Auftreten von Scandiumlinien aufmerksam wurde. Weil die Scandiumlinien in den Spektren der Sterne verschiedener Stadien (von VOGELS Spektralklasse Ia_3 jedenfalls bis Klasse III a) sichtbar sind, behauptet EBERHARD eine relativ reichliche Verbreitung des Scandiums im Weltall.

Von Anfang an klar über, daß der Unterschied zwischen der Zusammensetzung der Sonne und der Sterne einerseits sowie der Erde andererseits in Bezug auf Scandium aus kosmogonischen Gründen nur scheinbar sein möchte, hat G. EBERHARD zur Lösung der Scandiumfrage in einen neuen Arbeitsweg eingeschlagen: *systematisches Aufsuchen von Scandium auf der Erde mit Hilfe der Spektrographie.* Die Resultate der Untersuchungen sind in zwei Abhandlungen von 1908 und 1910 veröffentlicht: G. EBERHARD: *Ueber die weite Verbreitung des Scandiums auf der Erde, I und II.*[2] Im ganzen sind 825 Einzelproben der verschiedensten Mineralien und Gesteine von allen Teilen der Erde spektrographisch auf Scandium geprüft und in etwa zwei Drittel der Proben wurde Scandium positiv nachgewiesen. Ich erlaube mir nach EBERHARD zu zitieren[3]: „Das Hauptergebnis der in der Tabelle mitgeteilten Einzelresultate ist die überraschende Tatsache *des allgemeinen Vorkommens des Scandiums auf der Erde.* In fast allen Gesteinen, aus denen die Hauptteile der Erdkruste selbst gebildet sind, ist Scandium erkennbar, es ist kein seltenes Element mehr, sondern hat vielmehr die allerweiteste und größte Verbreitung ebenso wie nur eine kleine Zahl der übrigen bekannten Elemente. Durch diesen Nachweis ist es nun nicht

[1] Journ. Chem. Phys. Genève *4*, 1906, S. 31.
[2] Sitzber. d. k. preuß. Akad. d. Wiss. 1908, S. 851 und 1910, S. 404. Die obigen Angaben EBERHARDS sind der ersten Abhandlung entnommen.
[3] L. c. 1908, S. 865.

mehr befremdlich, sondern durchaus natürlich, daß Scandium überall in den Sternen und der Sonne zu finden ist". Hiermit war es also festgestellt, daß dem Element Scandium eine extensive Verbreitung, zwar aber in großer Verdünnung, in der Erdkruste zukommt.

Ein eigentliches Scandiummineral mit diesem Element als wesentlicher Bestandteil wurde von EBERHARD nicht gefunden, dagegen hat er nachgewiesen, daß Scandium in recht vielen Mineralien vorkommen *kann*, wenn auch nicht vorzukommen *braucht*. Sehr interessant ist, daß *Zinnstein* und *Wolframit* von speziellen Fundorten — vor allem von *Zinnwald* — einen bedeutenden Scandiumgehalt besitzen. Nach Analyse von R. J. MEYER[1] enthält der Wolframit von Zinnwald etwa 0,2 % Sc_2O_3 — eine Menge, die zehnmal größer ist als die Menge im Euxenit von Arendal. Durch diese Entdeckung war die Möglichkeit für Gewinnung größerer Mengen von Scandinerde ohne allzu großes Kosten und Mühe gegeben. R. J. MEYER[2] greift in Deutschland die weitere Forschung der Chemie des Scandiums an. Es wurde auch ein Versuch gemacht um Scandinerde für industrielle Zwecke herzustellen, indem angeblich etwa 400 gr. Scandinerde aus Wolframitrückständen von Zinnwald für „A. E. G." in Berlin hergestellt wurde.

W. CROOKES[3] hat 1908 in einer kurzen Notiz die Hauptresultate seiner Forschung über das Scandium veröffentlicht. Er hatte seit einigen Jahren — unabhängig von G. EBERHARD — systematische Untersuchungen nach Scandium in allen ihm zugänglichen Mineralien, die seltene Erden enthielten, angestellt, und in den folgenden Scandium gefunden:

Auerlit	Sc_2O_3 unterhalb 0,1 %	
Pyrochlor		
Thorianit		
Thorit		
Wiikit	Sc_2O_3	1,17 %

Das Mineral *Wiikit*[4] — ein Titano-niobo-tantalat von seltenen Erden, in Granitpegmatit bei Impilaks, Finnland, vorkommend — enthält somit nach der Analyse von W. CROOKES über 50 Mal mehr Sc_2O_3 als jedes damals (1908) bekannte scandiumhaltende Mineral. CROOKES hat aus dem Wiikit reines Sc_2O_3 isoliert und eine Reihe von Scandiumverbindungen hergestellt und studiert. Weiter hat er das Bogenspektrum des Scandiums genau durchforscht.

---

[1] Z. f. anorg. Ch. *60*, 1908.

[2] Vier Abhandlungen von R. J. Meyer und seinen Mitarbeitern sind erschienen: Über das Scandium I, II, III, und IV. I: Z. f. anorg. Chem. *60*, S. 134; II: Z. f. anorg. Chem. *67*, S. 398. III: Nernst-Festschrift 1912; IV: Z. f. anorg. Chem. *86*, S. 257.

[3] Proc. Royal Soc. *80*, S. 516.

[4] Leon. H. Borgström. Mineralogische Notizen 7—10. Geol. För. Förh. 1911, *32*, S. 1525—1545. (10 Wiikit u. Loranskit von Impilaks.)

Nach EBERHARD[1] zeigt Wiikit einen sehr wechselnden Gehalt an Scandium; eine Probe von Monazit von Impilaks hat starke Sc-Reaktion gegeben und ist nach EBERHARD das eigentliche Sc-Mineral. Außerhalb der obengenannten Mineralien hat auch Orthit von demselben Fundort einen hohen Gehalt an Sc gezeigt.[2]

VERNADSKY[3] hat nach dem Erscheinen der ersten Arbeit von EBERHARD kürzlich auf die große Bedeutung der Resultate aufmerksam gemacht. Er hat weiter auf Grundlage der Untersuchungen EBERHARD's erst die wichtige geologische Schlußfolgerung gezogen, daß *alle Mineralien, die nach EBERHARD einen höheren Scandiumgehalt aufweisen können, zu der Mineraliengesellschaft der Granite oder richtiger der granitischen Pegmatitgänge gehören.*

Scandium ist somit in Bezug auf seinen Auftreten in der Erdkruste ein echtes pneumotolytisches Element wie: Beryllium, Bor, Lithium, Wolfram, Zinn, Molybdän und die seltenen Erdmetalle.

Von G. JAMES ist Sc in den Rückständen nach der Verarbeitung von brasilianischem Zirkon nachgewiesen (1918).

Nach G. EBERHARD[4] führe ich hier die Mineralien (und Gesteine) an, die einen beträchtlichen — chemisch nachweisbaren — Gehalt an Scandium gezeigt haben:

Zinnstein, Zinnwald.
„ Sadisdorf (Erzgebirge).
„ Takamaya, Japan.
„ Mccrudy, Swaziland.
Wolframit, Zinnwald.
Wiikit, Impilaks, Finnland.
Monazit „ „
Aeschynit (?) Embadaan, Swaziland.
Schwarzer Glimmer, Molaniemi, Finland.
Columbit,[5] Moss, Norwegen.
Glimmer, Ytterby, Schweden.
Glimmerschiefer, Ytterby, Schweden.
Fe-Li-Glimmer, Niederpöbel, Sachsen.
Euxenit, Sætersdal, Norwegen.
Yttrotitanit, Norwegen.

Die untenstehende Tabelle zeigt den Gehalt an Sc_2O_3 in den wichtigsten Sc-haltigen Mineralien:

---

[1] L. c. 1910.
[2] R. I. Meyer. Sitzber. d. k. preuß. Akad. 1911, S. 379.
[3] Sur la distribution du Scandium dans l'ecorce terrestre. Bull. de l'Acad. Imp. des Sc. de St. Petersbourg. 1908, S. 1273.
[4] L. c. 1910.
[5] Wahrscheinlich „Råde bei Moss."

Yttrotitanit	o — 0,0005 %	
Gadolinit	o — 0,0015 „	
Euxenit	o — 0,06 „[1]	
Auerlit Pyroklor Thorianit Thorit Glimmer Columbit Monazit	unterhalb..... 0,1 %	
Zinnstein	*0,15* %	
Wolframit	*0,2* „	
Wiikit .... Max.	*1,17* „	
Thortveitit ....ca.	*40* %	Sc_2O_3[2]

Entdeckung und Vorkommen des Thortveitits.

Als die zweite Abhandlung von G. Eberhard: „Über die weite Verbreitung des Scandiums auf der Erde II", in welcher die Resultate von 459 neuen Einzelprüfungen von Mineralien und Gesteinen auf Scandium, die doch nicht zum erwünschten Ziel: das Auffinden eines wirklichen Scandiumminerals geführt hatten, am Ende April 1910 veröffentlicht wurde, hatte schon sieben Jahre hindurch *eine Stufe eines Scandiumsilikats* (Thortveitit), im Mineralogischen Museum der Universität, Kristiania, ruhig hingelegen, und niemand ahnte, welcher köstliche Schatz in der Stufe steckte.

Die erwähnte Stufe wurde von P. Schei[3] während einer Stipendienreise nach Sætersdal im Sommer 1903 gesammelt, und er ist somit eigentlich der erste Finder des erstbekannten Scandiumminerals. Der genaue Fundort ist: Beryllbruch am Hofe Landsverk, Evje, Sætersdal. Schei hatte vorläufig im Felde auf der Etikette „Epidot (?)" geschrieben. Beim späteren Messen eines kleinen Krystalls am Reflexionsgoniometer war ihm gewiß die Nichtübereinstimmung der Winkel des gefundenen Minerals mit den Winkelwerten des Epidots aufgefallen. Notaten in Betreff des Minerals hat er nicht hinterlassen. Es fehlte ihm doch allerdings an hinreichendem Material um weitere Untersuchungen vorzunehmen. Die Stufe wurde unter seinem Arbeitsmaterial von mir gefunden und vorläufig in der Mineraliensammlung unter Beryllmaterial von Landsverk, Evje, hingesetzt.

---

1 Hauser und Wirth (B. d. D. Ch. G. 42, 1909) haben auch in einem Euxenit 0,06 % Sc_2O_3 nachgewiesen.

2 Die Menge von Sc_2O_3 in dem Scandiummineral Bazzit von Baveno, Italien, ist nicht bestimmt. (E. Artini: Rend Acc. Linc. 1915).

3 P. Schei, als Geologe der zweiten norwegischen Polarexpedition unter Otto Sverdrup bekannt, war bis zu seinem allzufrühen Tode 1. Nov. 1905 Amanuensis am Mineralogischen Institute d. Universität, Kristiania.

Im September 1910 wurde mir von Herrn Olaus Thortveit, Iveland in Sætersdal, unter anderem ein Krystallbruchstück eines graulich-grünen Minerals mit starkem Glasglanz zur Bestimmung eingesandt. Das Mineral erinnerte beim ersten Anblick etwas an Epidot. Die vorläufigen Untersuchungen zeigten jedoch sofort, daß die Eigenschaften des Minerals mit keinem bekannten Mineral übereinstimmten, und die Annahme, daß hier ein neues Mineral vorlag, haben spätere Untersuchungen an reichlicherem Material, das Herr O. Thortveit mir in liebenswürdiger Weise zur Verfügung gestellt hat, vollständig bestätigt.

Nach meinem Freund Olaus Thortveit († 1917), der ein sehr guter Mineralkenner war und besonders durch eifriges Sammeln und interessierten Opferwillen unsere Kenntnis von den Mineralien der granitischen Pegmatitgänge in Sætersdal befordert hatte, habe ich das neue Mineral *Thortveitit* genannt.

Unter einem Studienaufenthalt in Wien im Wintersemester 1910—1911 habe ich im mineralog-petrographischen Institut d. Universität (Direktor: Prof. Dr. F. Becke) die vorläufigen chemischen und physikalischen Untersuchungen des neuen Minerals ausgeführt. Durch die spektrographische Analyse, von Herrn Hofrat Exner in liebenswürdiger Weise im physikal. Institut d. Univ. Wien ausgeführt, wurde festgestellt, daß *Scandinerde die Hauptmasse der Basen des Thortveitits* ausmacht. Die Resultate dieser und weiterer Untersuchungen, die ich im chemischen Laboratorium (Vorstand Prof. Th. Hiortdahl) und im mineralogischen Institut (Vorstand Prof. W. C. Brøgger) d. Universität Kristiania später ausgeführt hatte, wurden von mir als vorläufige Mitteilung über Thortveitit veröffentlicht.[1]

Die von P. Schei gesammelte Stufe des Thortveitits von Landsverk, Evje, wurde wiedergefunden, und das Mineral identisch mit dem Thortveitit erkannt.

Der erste — von O. Thortveit entdeckte — Fundort des neuen Minerals ist *Ljoslandsknipan* in Iveland, wo das Mineral in einem kleinen Granitpegmatitgang vorkommt. Später hat Thortveit auch das Mineral in einem anderen Pegmatitgang am Hofe *Eptevand* in Iveland gefunden.

Zuletzt habe ich gelegentlich einen vierten Fundort entdeckt, indem ich an einer Prachtstufe von Beryll von *Unneland* in Evje, welche das Mineralogische Museum, Kristiania, durch Herrn Bergingenieur A. Guldberg erworben hatte, Thortveitit erkannt hatte. Auf meine Veranlassung hat O. Thortveit den Fundort untersucht und ziemlich viel Thortveitit gefunden.

Ich habe selbst die zwei Fundorte in Iveland: *Ljoslandsknipan* und *Eptevand* besucht, und die betreffenden Pegmatitgänge mit Umgebung studiert. Bei einem Besuch in Evje habe ich vergebens nach Thortveitit in den verschiedenen Feldspatbrüchen am Hofe Landsverk gesucht.

Vorkommen. Wir kennen somit bis jetzt vier verschiedene Fundorte des neuen Scandiumsilikats Thortveitit:

---

[1] Centr. f. Min. 1911. L. c.

1. „Beryllbruch", Landsverk, Evje.
2. Ljoslandsknipan, Ljosland, Iveland.
3. Eptevand, Iveland.
4. Unneland, Evje.

Das Mineral ist nur von granitischen Pegmatitgängen bekannt.

1. *Landsverk, Evje.* Von diesem Fundort, den ich nicht näher kenne, liegt nur die einzige, von P. SCHEI 1903 gesammelte Stufe vor. Der Thortveitit ist in gelbweißem Oligoklas eingewachsen. Weiter sieht man auf der Stufe Ilmenorutil, Monazit und Euxenit (?) nebst Biotit und Muscovit. Dieselbe Mineralien kommen immer mit Thortveitit vergesellschaftet vor.

2. *Ljoslandsknipan.* Diesen Fundort habe ich selbst im Sommer 1911 genau studiert und an Ort und Stelle den kleinen Granitpegmatitgang einige Tage auf Thortveitit getrieben. Ich habe dann mit wertvoller Hilfe von Herrn O. THORTVEIT alles, was damals zugänglich war, eingesammelt.

„Ljoslandsknipan" ist ein kleiner, waldbedeckter Berg nördlich vom Hofe Ljosland im Kirchspiel Iveland, Sætersdal. Der Berg ist von einem schwarz- und weiß- gefleckten Amphibolit (umgewandelten Gabbro), der von Granitpegmatitgängen durchsetzt ist, aufgebaut.

Der Thortveitit kommt in einem kleineren Ausläufer eines größeren Granitpegmatitganges vor, auf welchem früher ein Feldspatbruch getrieben wurde. Im Hauptgang sind von seltenen Mineralien nur *Euxenit* und *Monazit* zusammen mit plattenförmig abgesondertem Magnetit gefunden. Etwa 20 m. westlich vom Hauptgang am Abhang des Berges hat der Ausläufer, der überwiegend aus Schriftgranit besteht, eine Erweiterung, wo Herr Thortveit einen Versuchsbetrieb auf Feldspat angestellt hatte. Der kleine Schurf hat eine Länge von etwa 5 m. und eine Tiefe von 1—2 m. Die Mächtigkeit des schräge durch Amphibolit gehenden Ganges war hier ungefähr etwa 1,5—2 m.

Die Unterseite des Ganges besteht hauptsächlich aus Oligoklasschriftgranit, an welchem sich eine größere Quarzmasse mit eingewachsenen großen Rosetten und Tafeln von Biotit schließt; ringsum am Rande der Quarzmasse finden sich schlecht begrenzte Krystalle von Mikroklinpertit und Oligoklas bis 0,5 m. und mehr im Durchmesser. Die Zwischenräume zwischen den Feldspatindividuen sind mit Quarz und grobstengligem Schriftgranit ausgefüllt. Beryllkrystalle haben beide Feldspäte und den Quarz durchwachsen. Die Ganggrenze nach oben besteht wieder aus Schriftgranit von wechselnder Mächtigkeit, z. T. mit Mikroklinpertit, z. T. mit Oligoklas. Im Schriftgranit finden sich ziemlich reichlich nuß- bis walnußgroße Körner von Magnetit, hie und da auch etwas Biotit und Muscovit.

In der Grenzschicht zwischen grobkörnigem Feldspat und Quarz einerseits und Schriftgranit andererseits sind die seltenen Mineralien hauptsächlich auskrystallisirt; z. T. sind sie auch im Schriftgranit zu finden. Über die Krystallisationsfolge habe ich folgende Beobachtungen gemacht:

Kleine idiomorphe Krystalle von Euxenit, Xenotim-Alvit, Monazit und Ilmenorutil sind im Thortveitit eingewachsen, während Biotit, Oligoklas, Mikroklinperthit und Quarz nur als Einschlüsse ohne Flächenbegrenzung im Thortveitit vorkommen. Die größeren Krystalle von Xenotim und Ilmenorutil sind von stengligem Thortveitit durchwachsen; dasselbe gilt auch Beryll.

Die Beobachtungen können in folgender Weise zusammengestellt werden:

Euxenit	immer älter als Thortveitit.
Monazit *Alvit*[1] *Xenotim*	1. in kleineren Krystallen älter als Thortveitit. 2. in größeren Massen z. T. jünger —
Ilmenorutil	1. kl. Kryst. älter als Thortveitit. 2. gr. Mass. jünger „ —
Beryll	im allgemeinen „ „ —
Magnetit *Biotit* *Muscovit* *Feldspäte* *Quarz*	alle „ „ —

Thortveitit ist somit ziemlich in der Mitte der Krystallisationsperiode der akzessorischen Gemengteile auskrystallisiert.

Die größeren Krystalle sind oft gebrochen, zeigen auch nicht selten mehrere Brüche, die durch Feldspat oder Quarz oder beide zusammen wieder geheilt sind. (Fig. 6.)

Der Thortveitit ist überwiegend in der oben genannten Grenzschicht und am häufigsten in radialstrahligen Rosetten auskrystallisiert, indem die Krystalle von einem Krystallisationspunkt ausgehend in allen Richtungen weiter wachsen und Oligoklas, Mikroklinpertit und Quarz durchsetzen. Am meisten ist der Thortveitit in Oligoklas, selten in Schriftgranit eingewachsen. Aus sorgfältigen Beobachtungen im Gange selbst und am eingesammelten Material geht hervor, daß Thortveitit ungefähr gleichzeitig mit Monazit, Xenotim, Ilmenorutil und Beryll auskrystallisiert ist.

Die hier etwas ausführlich besprochene Paragenesis des Thortveitits am Fundort Ljoslandsknipan ist die charakteristische für Thortveitit an allen bis jetzt bekannten Fundorten des Minerals. Taf. X—XII zeigen photographischen Aufnahmen von Krystallen und Stufen von Ljosland.

3. *Eptevand,* Iveland. Der Fundort ist ein kleiner Pegmatitgang am Hofe Eptevand in Iveland, einige Km. nördlich von Ljosland. Am Gipfel eines kleinen Amphibolitberges dicht am Hauptwege ostwärts nach Hegrefos war ein kleiner Versuchsbetrieb auf Feldspat angestellt; der Gang war

[1] Alvit z. T. = Cyrtolit.

aber zu klein und lieferte zu wenig Feldspat. Herr THORTVEIT entdeckte in Stufen an der Berghalde Thortveitit. Von diesem Fundort stammen die zwei Krystalle, die zur Feststellung der krystallographischen Konstanten geeignet waren. Diese Krystalle kamen im Oligoklas und Quarz zwischen großen Platten von schwarzem Glimmer eingewachsen vor.

Der kleine Pegmatitgang an dem Hofe Eptevand hat sich reich an Mineralien gezeigt. Die Paragenesis des Thortveitits ist dieselbe: Euxenit, Thortveitit, Xenotim (?), Monazit, Beryll, Ilmenorutil und auch Orthit.

Die Monazitkrystalle von Eptevand sind ganz eigentümlich entwickelt mit der Kombination: $\{\bar{1}11\}$ $\{111\}$ $\{021\}$ $\{010\}$ $\{110\}$. Die Prismenflächen $\{110\}$ sind ganz klein.



Fig. 6.

4. *Unneland* im Kirchspiel Iveland.

Diesen Fundort habe ich selbst — so zu sagen — entdeckt, aber nicht gesehen. Wie gesagt habe ich in einer Prachtstufe von Beryll von Unneland Thortveitit nachgewiesen und auf meiner Veranlaßung hat Herr THORTVEIT diesen Feldspatbruch nach Thortveitit mit ziemlich gutem Erfolge abgesucht. In liebenswürdiger Weise hat er mir das gesammelte Material zur Verfügung übergeben.

Die Stufen des Pegmatitganges von Unneland zeigen, daß Thortveitit hier dieselbe Paragenesis hat wie an den übrigen Fundorten. Folgende Mineralien kommen vor: Euxenit, Thortveitit, Ilmenorutil, Monazit, Beryll, Biotit (stark chloritisiert), Mikroklin, etwas zersetzt mit tief rotbrauner Farbe. Der Thortveitit ist scheinbar nicht ganz frisch; die Farbe ist hellgrau und die Substanz selbst ganz opak. Die spektrographische Untersuchung von G. EBERHARD (siehe unten S. 82) zeigt doch, daß dieser Thortveitit identisch mit dem Scandiummineral der übrigen Fundorte ist.

Der Thortveitit scheint ziemlich verbreitet auf den granitischen Pegmatitgängen im nördlichen Teil von Iveland und im angrenzenden Teil von Evje vorzukommen. Es ist aber bemerkenswert, daß Thortveitit niemals in den größeren Feldspatbrüchen gefunden ist. Sein Vorkommen scheint auf kleinere Gänge, die reich an seltenen Mineralien sind und die eine ziemlich konstante Mineraliengesellschaft aufweisen können, beschränkt. Dieses stimmt mit den Erfahrungen von G. EBERHARD,[1] daß das Auftreten von Scandium in relativ größerer Konzentration stark lokal begrenzt ist.

Die Möglichkeit neue Fundorte des Thortveitits in dieser Gegend zu finden ist doch gar nicht ausgeschlossen. Das Mineral fällt ja nicht in die

[1] L. c.

Augen, wie die schwarzen Niobate und Titanate und die schweren, braunen Phosphate (Monazit und Xenotim). Von den Arbeitern in den Feldspatbrüchen dürfte der Thortveitit mit dem epidotähnlichen Aussehen als wertlos an der Halde mit dem Schrot weggeworfen werden. Die erst gefundenen Krystalle des Thortveitit, die Herrn Thortveit von den Feldspatarbeitern gebracht waren, wurden ganz bezeichnend von den Arbeitern für etwas zersetzten Beryll angesehen.

Die unten vorgelegten Untersuchungen über Thortveitit von Iveland waren schon vor mehreren Jahren abgeschlossen und diese Abhandlung im Jahre 1917 fertig geschrieben; verschiedene Umstände aber haben die Drucklegung verspätet. Inzwischen erschien im Jahre 1920 eine Note von A. Lacroix[1] über einen sehr interessanten Fund eines mit dem Thortveitit indentischen Minerals von Madagascar. Da mehrere Angaben in meiner vorläufigen Mitteilung durch Untersuchungen an reichlichem und besserem Material, das ich in der Zwischenzeit zur Verfügung bekommen hatte, sich teils unrichtig gezeigt hatten, teils modifiziert wurden, habe ich es zweckmäßig gefunden eine kurze Zusammenfassung meiner neuen Resultate in englischer Sprache voraus zu veröffentlichen.[2] Leider wurde die Drucklegung dieser kleinen Abhandlung auch ein Jahr verspätet.

Inzwischen ist neuerdings das schöne Werk von A. Lacriox: „Minéralogie de Madagascar, Tome I.“[3] erschienen, worin auch eine ausführliche Beschreibung des Thortveitits von Befanamo, Madagascar, gegeben ist. Leider sind hier die wenig korrekten Angaben in meiner vorläufigen Mitteilung wiedergegeben.

Thortveitit von Befanamo ist in einem Granitpegmatitgang gefunden, und hier mit Beryll, Strüverit, Monazit und Fergusonit vergesellschaftet. Die Mineralassoziation des Thortveitits ist demnach ungefähr dieselbe sowohl in Norwegen als auf Madagascar. Die wesentlichen Eigenschaften stimmen für beide Vorkommnisse überein; die beobachteten Verschiedenheiten zwischen dem norwegischen und madagascarischen Thortveitit werden am besten unten an Ort und Stelle näher erwähnt. Die Krystalle — oder richtiger Krystallgruppen von mehreren polysynthetischen Zwillingskrystallen aufgebaut — von Madagascar sind von derselben Größenordnung wie die norwegischen, indem Fragmente 10 cm. lang und 3 cm. im Durchmesser allgemein sind.

Das allmähliche Zuspitzen der Krystallgruppen, das allgemein bei mehreren Pegmatitmineralien, z. B. Beryll, auftritt und durch gleichzeitiges Wachstum gegen die Nachbarmineralien hervorgerufen ist, ist ein charakteristisches Merkmal gemeinsam für Thortveitit von Madagascar und Norwegen.

---

[1] Compt. Rend. Ac. Sc. 171. Paris, Aug. 1920.

[2] Jakob Schetelig. Thortveitite, a Silicate of Scandium. Norsk Geol. Tidsskr. B. VI, 1922.

[3] Paris 1921.

Thortveitit ist jedoch nicht mehr das einzig bekannte Mineral, in welchem Scandium als einer der Hauptbestandteile auftritt. Im Jahre 1915 hat E. ARTINI eine Abhandlung über Drusenmineralien des Granits von Baveno, Italien, publiziert.[1] Das neue Scandiumsilikat, das nur in einer einzigen Druse gefunden ist, hat ARTINI, *Bazzit* genannt. Die kleinen, himmelblauen, hexagonalen Prismen des Bazzits waren auf Quarz und rotem Orthoklas aufgewachsen. Das Mineral ist optisch einachsig, negativ und stark dichroitisch. Nach qualitativer chemischer Untersuchung ist Bazzit ein Silikat von Scandium und anderen seltenen Erden mit Fe und Na. Bazzit hat keine Verwandtschaftsbeziehungen zu Thortveitit.

Krystallographische Untersuchungen.

Die Krystalle — oder richtiger Krystallgruppen — des Thortveitits, die sich im allgemeinen leider wenig geeignet für krystallographische Untersuchungen gezeigt haben, sind als Regel nach einer Richtung, die sich natürlich als Vertikalachse hervorhebt, stark ausgezogen und fast ohne Ausnahme verzwillingt. Die Krystalle sind z. T. von ziemlicher Größe. Bei Ljosland habe ich selbst einen Teil eines Krystalls von etwa 35 cm. Länge mit einem größten Durchmesser von etwa 4—5 cm. *in situ* gemessen; das Krystallbruchstück konnte nicht unbeschädigt herausgenommen werden. Taf. X. Fig. 1. zeigt eine photographische Aufnahme von dem größten Teil des Bruchstückes. Ziemlich häufig sind Krystelle von 10—15 cm. Länge mit einem Durchmesser von 1,5—2 cm. Die zahlreichen Sprünge und die Sprödigkeit bewirken, daß die Krystalle nur ausnahmsweise unbeschädigt herauspräpariert werden können. (Taf. XII.)

Charakteristisch ist ein allmähliches Zuspitzen (Taf. XI. Fig. 3.) der Krystalle von einem Ende her gegen das andere hin. Häufig strahlen von einem Krystallisationspunkt mehrere Krystalle in allen Richtungen aus. (Radialstrahlige Anordnung, Taf. X. Fig. 2). Das Wachsen ist charakteristisch. An einer stark deformierten schmalen Wurzel baut sich rasch so zu sagen ein Stamm, der wie ein Baumstamm die größten Dimensionen unten hat und gegen den Gipfel hin sich allmählich verjüngert. Das wurzlende Ende zeigt keine Krystallflächen. Dasselbe Verhältnis ist ganz allgemein für eine Reihe von Mineralien der Granitpegmatitgänge, z. B. Beryll und ist durch gleichzeitiges Wachstum gegen die Nachbarmineralien hervorgerufen.

Die allmähliche Zuspitzung in Verbindung mit allgemein drei- bis fünffach wiederholte Zwillungsbildung von ziemlich unregelmäßiger Anordnung bewirkt, daß die Flächen in der Vertikalzone selten gut ausgebildet sind. Deformationsflächen treten auch allgemein auf.

[1] Rend. Ac. Linc. 1915. *24* (I) S. 313. Ref. Mineralogical Magazine No. 94. Mineralog. Abstracts. S. 204.

Die Begrenzungselemente sind sehr einförmig, indem in der Vertikalzone nur eine Form: ein Prisma, das zum Grundprisma *m* {110} gewählt wurde, beobachtet ist. Pinakoiden kommen nicht vor.

Die Terminalbegrenzung ist im allgemeinen sehr schlecht. Die terminalen Begrenzungselemente sind auch selten identifizierbar, und erlauben wegen der Beschaffenheit der Flächen nicht exakte Messungen. An zwei größeren Krystallen ist die Basisfläche *c* {001} beobachtet. Taf. XI. Fig. 1.

Die nach der *c*-Achse ausgezogenen Zwillingskrystallkomplexe von Ljosland haben deshalb nur zur sicheren Festlegung des Prismenwinkels (110) : (1$\bar{1}$0) und des Zwillingswinkels (110) : *(110)* gedient. Taf. X. Fig. 2.

Fig. 7.

Fig. 8.

Krystalle von einem anderen Typus, die ganz klein als dünne Tafeln nach {110} entwickelt sind und in Quarz zwischen großen Tafeln von schwarzem Glimmer eingewachsen vorkommen, sind bei Eptevand gefunden. Zwei von diesen tafeligen Krystallen, die überhaupt die besten bisher gefundenen Thortveititkrystalle mit meßbaren Endflächen sind, haben für die Bestimmung des Krystallsystems und des Achsenverhältnisses gedient. Der eine Krystall ist ein einfacher Zwilling nach {110}, 15 mm. lang, 6 mm. breit und 1,5 mm. dick und durchsichtig mit tiefgrüner Farbe. (Fig. 7 u. 8). Der andere Krystall ist der einzig bekannte Einzelkrystall, auch tafelig nach {110}, noch kleiner und nur 0,5 mm. dick. Dieser Krystall ist auch durchsichtig und klar mit einer etwas heller grünen Farbe (Fig. 9 u. 10). Es sind auch einige anderen tafeligen Krystalle gefunden, die leider bei dem Herauspärieren in Splitter zerfallen sind.[1]

[1] An einem Rest eines dritten tafeligen Krystalls von Eptevand, nach (110) verzwillingt, wurden außerhalb (110) auch zwei andere Flächenpaare: ($\bar{1}$61) und (927) beobachtet. Diese Formen sind doch recht zweifelhalt.

Diese zwei Krystalle wurden auf einem Goniometer von Fuess mit dem Aufsatzvertikalkreis von V. M. Goldschmidt gemessen. Die Resultate der Messungen wurden in sterographischer Projektion mittels des Wulff'schen Netzes eingetragen. Es geht aus den Messungen unzweideutig hervor, daß *der Thortveitit monoklin krystallisiert,*[1] und ich führe hier die Beweise der monoklinen Symmetrie an.

1. Eine Fläche, die nur als *c* {001} Basis gedeutet werden kann, ist zum wenigsten an vier Krystallen entwickelt und bildet mit dem Prisma (110) einen Winkel von etwa 80°. (110) : (001) = $(1\bar{1}0)$: (001) = ca. 80°.
2. Der Zonenwinkel [001] : $[1\bar{1}0]$ = 82° 30′, weicht also 7° 30′ von 90° ab.
3. Der Winkel m′ : o = $(\bar{1}10)$: $(\bar{1}11)$ ist von dem Winkel m : p = (110) : (111) um etwa 10° verschieden.

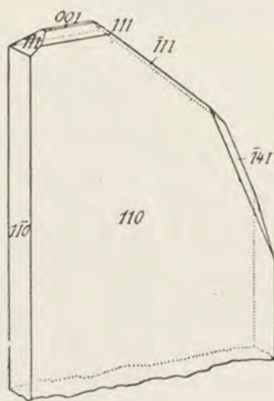


Fig. 9.

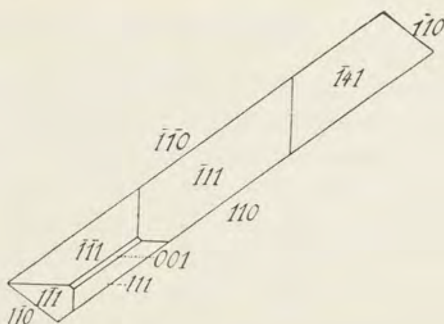


Fig. 10.

4. Die Kanten der konstant auftretenden Vizinale {551} und {552} stehen schief zur Kante (110) : $(1\bar{1}0)$ = der Achse *c*.
5. Ätzfiguren, aui {110} mit Hauptrichtung // die Zonenachse [110 : 001], die schief zur *c*-Achse steht.

Die Krystalle des Thortveitits sind formenarm; in allem sind eigentlich nur 6 verschiedene Formen beobachtet:

m = {110} : kommt an allen Krystallen vor.
p = {111} } an beiden Tafelkrystallen beobachtet.
o = $\{\bar{1}11\}$ }
c = {001} } c auch an einigen anderen prismatischen Krystallen.
u = $\{\bar{1}31\}$: an der Zwillingstafel, und auch sonst vereinzelt.
v = $\{\bar{1}41\}$: an der Einzeltafel, und auch sonst vereinzelt.

[1] Die Angabe in meiner vorläufigen Mitteilung, daß der Thortveitit rhombisch wäre, ist nicht richtig. Mein Material von Krystallen mit Endflächen war damals unzulänglich und die Behauptung der rhombischen Symmetrie stützte sich hauptsächlich auf die optische Orientierung, indem ich in den mir damals zur Verfügung stehenden Dünnschliffen, die auch wahrscheinlich in der Orientierung nicht ganz genau waren, keine Abweichung der Bisektrix α von der Vertikalachse beobachten konnte.

Dazu kommen noch folgende, etwas unsichere Formen, die vereinzelt gefunden sind und zum größten Teil Vizinalflächen sind.

t = {211} :	gekrümmte Fläche an der Zwillingstafel.
σ = {551} :	allgemein auftretende Vizinalflächen,[1] oft gekrümmt.
ϱ = {552} :	
π = {332} : (?)	unsichere Formen und Vizinalflächen, die nur von der Zwillingstafel bekannt sind.
q = {335} : (?)	
r = {113} :	
s = {118} : (?)	

Auch andere Vizinalflächen wie (998) und vereinzelt auftretende unsichere Formen vierter Art mit komplizierten Symbolen wie ($\bar{2}$92) (7$\bar{2}$2) ($\bar{1}$61) ($\bar{1}$52) (927) und andere sind beobachtet.

Die Winkel, die ich zur Berechnung des Achsenverhältnisses gewählt habe, sind folgende:

			Geschätzte Genauigkeit
1. m : m‴	(110) : (1$\bar{1}$0)	73° 38′	(± 2′)
2. m : c	(110) : (001)	80°	(± 20′)
3. m′ : o	($\bar{1}$10) : ($\bar{1}$11)	53° 20′	(± 10′)

Was die Bestimmung dieser Winkel anbelangt, ist folgendes zu bemerken:

1. Der Winkel : (110) : (1$\bar{1}$0) = ca. 73° 1/2.

a. Krystalle von Ljosland.

Buchstaben.	Miller.	N. Kr.	Grenzen.	Mittel.	
m : m‴	(110) : (1$\bar{1}$0)	10	73° 8′ — 73° 40′	73° 26′ 1/2	(1)
b. Zwillingstafel von Eptevand.					
m : m‴	(110) : (1$\bar{1}$0)		73° 30′ — 73° 43′	73° 35′ 1/2	(2)

2. Der Winkel : (110) : ($\bar{1}$10) = ca. 106° 1/2.

m : m′	(110) : ($\bar{1}$10)		106° 14′ — 106° 32′	106° 26′ 1/2	
				Supplement 73° 33′ 1/2	(3)

3. Der Zwillingswinkel : (110) : (1$\bar{1}$0) (I, II) = ca. 33°.

a. Krystalle von Ljosland.

m : *m*‴	(110) : (*1$\bar{1}$0*)	32° 25′ — 33° 8′	32° 50′
b. Zwillingstafel von Eptevand.			
m : *m*‴	(110) : (*1$\bar{1}$0*)	32° 42′ — 32° 46′	32° 43′ 1/2

[1] In der vorläufigen Mitteilung sind diese Flächen, die damals die einzig bekannten Endflächen waren, in der folgenden Weise bezeichnet:

σ = 551 damals s = 221.
ϱ = 552 „ o = 111.

Der Wert für den Zwillingswinkel (110) : ($1\bar{1}0$) 3 b ist eindeutig. Der Winkel (110) : ($1\bar{1}0$) aus dem Zwillingswinkel berechnet:

a. (110) : ($1\bar{1}0$) = 90 ÷ 16° 25′ = 73° 35′. (4)
b. (110) : ($1\bar{1}0$) = 90 ÷ 16° 21 3/4 = 73° 38′ 1/4. (5)

Der unzweifelhaft beste Wert des Prismenwinkels ist (5) abgeleitet von dem Zwillingswinkel m : *m‴* = 32° 43′ 1/2. Diese Messung ist die absolut beste, und die betreffenden Flächen sind tadellos entwickelt. Für die Berechnung des Achsenverhältnisses ist dieser Wert benutzt:

m : m‴ = (110) : ($1\bar{1}0$) = 73° 38′ (± 2′).

4. Der Winkel (110) : (001) = m : c = ca. 80°.

Dieser Winkelwert beansprucht keine große Genauigkeit. Die Messungen schwanken zwischen 79° und 81°:

m : c = (110) : (001) :	79° 36′,	(79°)	(80° 2′),	80° 45′,	80° 55′.
m″ : c = ($\bar{1}\bar{1}0$) : (001) :	99° 49′	101°.			

Diese Schwankungen dürften von dem Auftreten von Vizinalflächen verursacht werden.

Für den gewählten Mittelwert c : m = 80° schätze ich die Unsicherheit zu ± 20′.[1]

5. Der Winkel m′ : o = ($\bar{1}10$) : ($\bar{1}11$) = 53° 20′ ist Mittel von zwei verschiedenen Messungen an der Einzeltafel mit den Grenzen 53° 15′ — 53° 25′. Ich möchte die Genauigkeit auf ± 10′ schätzen.

Aus: (110) : ($1\bar{1}0$) = 73° 38′
(110) : (001) = 80°
($\bar{1}10$) : ($\bar{1}11$) = 53° 20′

sind das Achsenverhältnis und der Winkel β berechnet:

a : b : c = 0,7674 : 1 : 0,5569

β = 77° 28′, (77° 1/2)

Eine direkte Messung des Winkels β zwischen der Kante (110) : ($1\bar{1}0$ und (001) hat 78° gegeben.

In der untenstehenden Winkeltabelle sind die aus dem Achsenverhältnis berechneten Winkelwerte neben den gemessenen angeführt.

---

1 Aus dem ziemlich genauen Wert der Zonenwinkel [001] : [$1\bar{1}0$] = 80° 30′ ist der Winkel c : m = (001) : (110) zu 80° 6′ berechnet, und danach β = 77° 37′.

Buchstaben	Miller	Gemessen	Berechnet
m : c	110 : 001	*80°	—
m : m‴	$110 : 1\bar{1}0$	*73°38′	—
m : m′	$110 : \bar{1}10$	106°24′	106°22′
m : *m*‴	$110^{I} : 1\bar{1}0^{II}$	32°42 1/2	32°44′
m′ : o	$\bar{1}10 : \bar{1}11$	*53°20′	—
m : p	110 : 111	43°39′	43°6′
m″ : o	$\bar{1}\bar{1}0 : \bar{1}11$	85°43′	86°12′
m″ : u	$\bar{1}\bar{1}0 : \bar{1}31$	106°7′	106°54′
m″ : v	$\bar{1}\bar{1}0 : \bar{1}41$	112°30′	111°38′
o : o′	$\bar{1}11 : \bar{1}\bar{1}1$	—	52°34′
p : p′	$111 : 1\bar{1}1$	44°	42°52′
p : o	$111 : \bar{1}11$	63°42′	62°40′
p : o′	$111 : \bar{1}\bar{1}1$	82°58′	83°34′
m : t	110 : 211	37°	36°35′
m : σ	110 : 551	11°30′	12°28′
m : ρ	110 : 552	21°57′	21°52′
m : π	110 : 332	32°54′	32°40′
m : q	110 : 335	55°30′	54°30′
m : r	110 : 113	64°55′	64°0′
	110 : 998	39°35′	39°48′

Die gemessenen Zonenwinkel sind folgende:

[001] : [110] = 82°30′
[001] : [110] = 97°30′ (Supplement)
[001] : [112] = 122°3′
[001] : [114] = 148°39′
[001] : [2.2.11] = 169°
[001] : [115] = 153°23′

Die Übereinstimmung der berechneten Winkelwerte mit den direkt beobachteten ist nur eine ziemliche. Es ist doch nicht mehr zu erwarten, weil die Krystalle für exakte Messungen nicht geeignet und auch häufig deformiert sind.

Nach dem charakteristischen Prismenwinkel m : m‴ = 73° 1/2 gehört der Thortveitit zu den wenigen Substanzen, die in geometrischer Hinsicht durch einen Hauptprisma mit einem Winkel etwa in der Mitte zwischen 60° und 90° (etwa 75°) ausgezeichnet sind.

Zwillingsbildungen. Wie oben gesagt ist nur ein einziger Einzelkrystall beobachtet. Im allgemeinen sind dann die Krystallstöcke von mehreren Zwillingskrystallen aufgebaut, die durchgehends nach dem Prisma m {110} verzwillingt sind. Das Zwillingsgesetz kann folgenderweise ausgesprochen

werden: *Zwillingsebene* {110}, *Zwillingsachse, die Normale auf* {110} mit 180° Drehung, *Verwachsungsebene* {110}. Verwachsungen sind sowohl nach (110) als nach (1$\bar{1}$0) beobachtet, wodurch die Gleichwertigkeit der Flächenpaare (110) und (1$\bar{1}$0) Bestätigung erfährt; {110} ist somit ein Prisma. — Das Zwillingsgesetz konnte inzwischen auch in der Weise formuliert werden: *die c-Achse ist Zwillingsachse, um welche das eine Individuum 73°38′ oder 106°22′ gedreht ist. Verwachsungsebene (110) oder (1$\bar{1}$0).*

Fig. 8. zeigt eine lineare Projektion ⊥ *c* des oben erwähnten Zwillingskrystalls von Eptevand, der nur aus zwei Individuen besteht. Indices sind nach der zweiten Formulierung des Gesetzes angeführt.

An dem Thortveitit von Madagascar hat Lacroix auch Zwillinge nach {150} beobachtet, die ebenso häufig auftreten als Zwillinge nach {110}. Diese Zwillinge sind durch breite Furchen mit einem einspringenden Winkel m : *m* = 137°20′ gekennzeichnet. Zwillinge nach {150} habe ich nicht am Thortveitit von Norwegen beobachtet. Ich möchte doch auf das Verhältnis aufmerksam machen, daß in einem Vierling nach {110} ein einspringender Winkel von 147° 16′ zwischen den Prismenflächen m^{I} und m^{IV} auftreten kann.

Am häufigsten ist die Zwillingsbildung wiederholt, und ein Krystall kann von bis fünf Individen aufgebaut sein. Taf. XIII. Fig. 1. zeigt eine nur ganz wenig schematisierte Zeichnung nach einem Dünnschliff eines Krystalls, der von fünf verschiedenen Individuen besteht. Wie ersichtlich ist der Krystallstock z. T. in ziemlich verwickelter Weise polysynthetisch von Zwillingslamellen zusammengesetzt. Die Lamellen sind immer parallel einer der Flächen des Prismas m {110}. In Taf. XIII. Fig. 3. sind in einem Kreis die Richtungen der optischen Achsenebenen der fünf Individuen eingetragen.

Physikalische Eigenschaften.

Spaltbarkeit. Der Thortveitit zeigt eine deutliche prismatische Spaltbarkeit nach dem Prisma {110}. In einigen Dünnschliffen ⊥ $\acute{c}$ sind die Spaltrisse sehr gut wahrnehmbar, in anderen treten sie mehr zurück; immer aber ist es möglich die Spaltrisse von den damit parallelen Grenzen der Zwillingslamellen nach (110) zu unterscheiden. Die Möglichkeit aber, daß das Prisma (110) nicht eine wirkliche Spaltbarkeit, sondern nur eine Teilbarkeitsrichtung repräsentieren dürfte, ist doch nicht ausgeschlossen.[1]

[1] Lacroix hat an seinem Material von Madagascar auch eine Teilbarkeit nach einer Fläche (1 · 0 · 10) beobachtet. Die Indices der Fläche sind nach der früher angegebenen rhombischen Symmetrie und meinem älteren, approximativen Achenverhältnis abgeleitet. Lacroix hat im Dünnschiff // (010) den planen Winkel $\acute{c}$ zu Trace (1 · 0 · 10) zu 101° gemessen. Nach meinen neuen Untersuchungen ist der stumpfe Winkel β = 102°30′. Die Fläche die von Lacroix als (1 · 0 · 10) bestimmt ist, und nach welcher sekundäre Teilbarkeit und auch polysynthetische Lamellen — gleich mit den bei Pyroxen und Amphibol bekannten — auftreten, dürfte demnach unzweifelhaft c (001) sein.

Bruch ist kleinmuschelig. Der Thortveitit ist sehr spröde.

Härte zwischen 6 und 7. Der Thortveitit ritzt den Feldspat, und wird selbst von Quarz geritzt.

Der Thortveitit ist immer von zahlreichen Sprüngen durchsetzt, weshalb die Krystalle beim Handhaben leicht in kleine Splitter zerfallen. Die Ursache des starken Zerspringens dürfte vielleicht in einem starken Unterschied zwischen den Wärmeausdehnungskoëffizienten des Thortveitits einerseits und des Feldspats und des Quarzes andererseits liegen.

Spezifisches Gewicht. Das spez. Gewicht wurde mit dem Pyknometer bei 25° C. bestimmt. Als Material dienten ausgesuchte kleine Splitter von Thortveitit, die vollkommen durchsichtig und homogen waren. Nebst meinen eigenen Bestimmungen führe ich hier auch zwei von STERBA, Prag, ausgeführten Bestimmungen an.

SCHETELIG		STERBA	
	Pyknometer 25° C.		Dewar Pyknometer 15° C.
1.	3,5715	1.	3,557
2.	3,5709	2.	3,574
Mittel	3,5712	Mittel	3,5655

Im Mittel: *3,57*.

Spez. Gew. des Thortveitits von Madagascar ist 3,492.

Ätzfiguren. Ein Krystallbruchstück mit tadellosen Prismenflächen wurde mit Flußäure geätzt. Die Ätzfiguren zeigten die Gestalt von Querfurchen oder gestreckten, stumpfwinkeligen Dreiecken mit der längsten Seite // der Kante (110 : 001). Die Dreiecke waren, wie erwartet, unsymmetrisch. Die Gestalt und Lage der Ätzfiguren auf den Prismenflächen bestätigen somit die aus den Winkelmessungen abgeleitete monokline Symmetrie des Thortveitits.

Strich ist nahezu weiß mit einem schwachen Stich ins Graugrüne. Der äußerst fein gepulverte Thortveitit zeigt eine schwache graulichgrüne Farbe.

Glanz ist starker Glasglanz bis diamantartiger Glasglanz.

Radioktivität. Nach der Methode von V. M. GOLDSCHMIDT[1] wurde die Radioaktivität des Minerals geprüft. Die Radioaktivität war zu klein um meßbar zu sein. Der durch die spektrographische Untersuchung nachgewiesene Gehalt an ThO_2 ist somit äußerst gering. Zu demselben Resultat ist STERBA, der die Radioaktivität mit einem Elster-Geitel-Apparat gemessen hat, auch gekommen.

---

[1] Z. f. Kr. *44* 1908, S. 545.

Optische Untersuchungen.

Farbe. Die Farbe des Thortveitits ist grün. Die Krystalle, die wenige Sprünge zeigen, sind dunkel wegen der Lichtabsorption in durchsichtiger Substanz. Krystalle mit vielen Sprüngen sind licht graulichgrün. Der kleine, tafelige Zwillingskrystall ist durchsichtig, mit einer rein grünen Farbe. Der Thortveitit von Unneland ist ziemlich rein grau. Der völlig opake Thortveitit ist grauweiß, weiß oder rötlichweiß, zeigt sich aber im Dünnschliff ganz frisch mit denselben optischen Eigenschaften als der durchsichtige grüne Thortveitit; nur entlang Spaltrissen und Sprüngen sind schmale Streifen undurchsichtiger Substanz beobachtet. Dieser nur scheinbar zersetzte Thortveitit *zeigt immer zahlreiche Einschlüsse von Körnern der radioaktiven Mineralien: Euxenit, Xenotim und Alvit. Die Ursache der eben angefangenen Zersetzung dürfte in der α-Strahlung von den Einschlüssen radioaktiver Mineralien zu suchen sein. Der Thortveitit ohne Einschlüsse zeigt nie Spuren von Zersetzung.* Die ungewöhnliche Frischheit der Thortveititsubstanz dürfte aller Wahrscheinlichkeit nach im Zusammenhang mit der praktisch genommen absoluten Abwesenheit der radioaktiven Elemente Th und U stehen. Der Thortveitit von Madagascar ist nach LACROIX teilweise durchscheinend mit gelbgrüner Farbe, oft doch auch rot von Hämatiteinschlüssen. Die zersetzte Substanz ist weiß und opak.

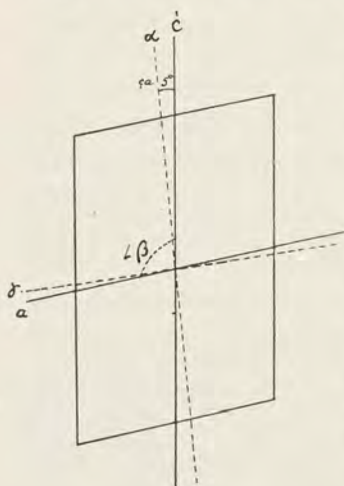


Fig. 11.

Durchsichtigkeit und Pleochroismus. Die herauspräparierten, kleineren Krystalle, die tafelig nach (110) sind, haben sich im allgemeinen ganz durchsichtig gezeigt. Die größeren, prismatischen Krystalle sind entweder wegen Absorption des Lichtes oder wegen der zahlreichen Sprünge nur durchscheinend. Die grauen, weißen und rötlichweißen Krystalle sind opak.

In meinem vorläufigen Bericht[1] ist angeführt, daß Pleochroismus nicht wahrnehmbar ist. Das ist nicht richtig. Die nach m (110) tafeligen, schön durchsichtigen Krystalle zeigen einen sehr deutlichen *Pleochroismus* im polarisierten Lichte. Das Absorptionsschema ist: $\alpha > \beta = \gamma$. α (nahezu // $\dot{c}$): tief und rein grün, β und γ : gelb mit Stich ins Braune. Pleochroismus ist doch kaum wahrnehmbar in Dünnschliffen mit gewöhnliher Dicke (30—50 μ).

Optische Orientierung. In orientierten Dünnschliffen sind folgende Ergebnisse ermittelt: Die Achsenebene liegt symmetrisch // (010), β = b. α ist nahezu // $\dot{c}$ nur ganz schwach vorn geneigt, liegt also im stumpfen Winkel β. Der Winkel $\dot{c} : \alpha$ ist ganz klein, etwa 4—6°, im Mittel 5°.

[1] L. c. S. 724.

Die Auslöschung im Schnitt // (010) ist jedenfalls sehr klein. γ ist nahezu $\perp$ (100). Fig 11.

Für Bestimmung der *Brechungsindices* wurden drei Prismen mit brechenden Kanten resp. // α, β und γ angefertigt. Die Bestimmung geschah mittels der Methode der kleinsten Ablenkung. In der untenstehenden Tabelle sind die Resultate angeführt.

Brechungsindices.

	α	β	γ
Rotes Glas	1,7521	1,7886	1,8055
Na-Licht	1,7561	1,7926	1,8093
Grünes Glas	1,7617	1,7980	1,8151
Blaues Glas	1,7728	—	1,8293

Differenzen.

	$\beta-\alpha$	$\gamma-\beta$	$\gamma-\alpha$
Rot.	0,0365	0,0169	0,0534
Na	0,0365	0,0167	0,0532
Grün	0,0363	0,0171	0,0534
Blau	—	—	0,0565

α ist die spitze Bisectrix und der Thortveitit optisch negativ. Daß der Thortveitit optisch negativ ist, wurde auch in zwei Dünnschliffen 1) $\perp$ c und 2) $\perp$ der einen opt. Achse ermittelt.

Aus der Tabelle geht hervor, daß die Lichtbrechung und Doppelbrechung des Thortveitits hoch ist.

$$\beta \text{ (für Na-Licht)} = 1{,}793, \qquad \gamma-\alpha = 0{,}0532.$$

Aus den Werten α_{Na}, β_{Na} und γ_{Na} ist der Achsenwinkel V_α für Na-Licht berechnet.

$$V_\alpha = 32^\circ\,45', \qquad 2\,V_\alpha = 65^\circ\,30'^{1}, \qquad 2\,E_\alpha = 152^\circ.$$

Der Achsenwinkel wurde auch durch folgendes Verfahren direkt bestimmt. Auf einem prismatichen Zwillingskrystall wurde eine Fläche möglichst $\perp$ zu der einen opt. Achse angeschliffen und poliert. Die Position der Fläche wurde mittels Winkelmessungen am Reflexionsgoniometer er-

[1] Im vorläufigen Bericht steht fehlerhaft $2\,V\alpha$ = ca. 80°. Lacroix hat für das Mineral von Madagascar $2\,V\alpha$ = 50° gefunden.

mittelt. Im Dünnschliff genau // der angeschliffenen Fläche wurde die genaue Position der Achse gegenüber dem Flächenpole mit dem Schraubenmikrometerokular bestimmt. Die auf diese Weise erhaltenen Daten wurden mit Hilfe des Wulffschen Netzes in der stereographischen Projektion eingetragen. Die Konstruktion hat gegeben $V_a = 33^\circ$ in guter Übereinstimmung mit dem aus den Brechungsexponenten berechneten Wert.

Chemische Zusammensetzung.

a. Eigene Untersuchungen.

Im Winter 1910—1911 wurden von mir zwei vorläufige (aber nicht vollständige) Analysen ausgeführt, die erste im mineralogisch-petrographischen Institut d. Universität Wien (Vorstand Prof. Dr. F. Becke) die andere im chemischen Laboratorium B der Universität Kristiania (Vorstand Prof. Th. Hiortdahl). Für die Analysen wurde absolut reine und möglichst frische Substanz, die für die zwei Analysen von verschiedenen Krystallen stammt, ausgesucht.

Der fein gepulverte Thortveitit zeigt eine schwach graulichgrüne Farbe, die durch starkes Glühen in rötlichgelb übergeht, mutmaßlich durch Oxydation von FeO zu Fe_2O_3 bewirkt.

Gepulvert wird Thortveitit durch Kochen mit konz. HCl teilweise angegriffen, indem etwas FeO in Lösung geht, doch ohne Ausscheidung von gelatinöser SiO_2. Der schwach gelbe HCl- Auszug gibt erst nach Oxydation Rotfärbung mit KCNS.

I. (Wien). Die Substanz wurde mit einem großen Überschuß von KCO_3 und $NaCO_3$ aufgeschlossen, weil das Aufschließen schwer vor sich geht. Es wurde SiO_2 quantitativ nach der gewöhnlichen Methode bestimmt. Die Gesamtmenge der Oxyde, $R_2^{III}O_3$, im Bodensatz nach Fällung des Filtrates von SiO_2 mit NH_3 wurde nach Glühen zum konstanten Gewicht gewogen. Ein Versuch der Trennung der Oxyde $R_2^{III}O_3$ zeigte sofort, daß die Hauptmasse aus seltenen Erden (Edelerden) bestehen mußte. Es wurde weiter nachgewiesen, daß eine kleine Menge von Fe_2O_3 zugegen war und außerdem Spuren von Mangan.

Im Filtrate nach Fällung mit NH_3 wurden Spuren von MgO und CaO nachgewiesen.

Um eine vorläufige Orientierung der seltenen Erden zu gewinnen und daneben auch eine Schätzung des Mengenverhältnisses derselben zu bekommen war es wünschenwert eine spektrographische Untersuchung der Gesamtoxyde durchzuführen. Auf liebenswürdiger Veranlassung des Herrn. Prof. Dr. F. Becke zeigte Herr Hofrat Exner (Wien) mir die große Freund-

lichkeit, eine solche spektrographische Untersuchung der Oxyde im physikalischen Institut der Universität Wien auszuführen. Das Resultat der Untersuchung war nach schriftlicher Mitteilung des Herrn Hofrat EXNER:

„Vorhanden: *Hauptmasse* : *Sc.*
Sehr stark : Y.
Stark : Dy, Er.
Deutlich : Ad, Cp, Tm.
Spuren : Gd, Nh, Th.
Es fehlen:
Be, Eu, Nd, Pr, Sa, La, Ce, Zr.“[1]

Dieses Resultat war unerwartet und überraschend, und zwei hochinteressante und bedeutungsvolle Daten waren hiermit festgestellt:

1. daß Scandinerde Sc_2O_3 die Hauptmasse der Oxyde ausmachte, und
2. daß die Ceriummetallreihe gänzlich fehlte, die Yttriummetallreihe aber bis zum äußersten Endglied vorhanden war.

II (Kristiania). SiO_2 wurde nach der Methode mit HNO_3 von V. M. GOLDSCHMIDT, Kristiania, bestimmt.[2] Die im Filtrate von SiO_2 mit NH_3 gefällte Gesamtmenge der Oxyde ($R_2^{III}O_3$) wurde nach Glühen zum konstanten Gewicht gewogen. Die Oxyde wurden in wasserfreien Sulfaten übergeführt und nach Glühen gewogen.

$$\text{Mol.-Gew. } R_2^{III}O_3 = 157{,}1 \quad \text{At.-Gew. } R^{III} = 54{,}5.$$
$$R^{III} = Sc, Y, Dy, Er \text{ etc. und } Fe^{III}.$$

Eine approximative Bestimmung von Fe_2O_3 hat 3 % gegeben. FeO wurde in liebenswürdiger Weise von Bergingenieur S. O. ANDRESEN nach der üblichen Methode durch Behandlung des Thortveitits mit HF und H_2SO_4 und Titration mit Permanganat bestimmt. Als Mittel von 3 Bestimmungen wurde gefunden FeO = 0,81 %.

Sc_2O_3 wurde von mir nach der Methode von R. J. MEYER[3] von den übrigen Erden getrennt durch Fällung mit Natriumthiosulfat. Es wurde gefunden 37 % Sc_2O_3.

Das Resultat meiner eigenen Untersuchungen über die chemische Zusammensetzung des Thortveitits ist:

---

[1] Die spektrographische Untersuchung des Thortveitits von Madagascar hat nach LACROIX gezeigt, daß Sc predominierend und von Y und Ny begleitet ist; dazu treten auch Zr Al und Ti in kleinen Quantitäten auf.

[2] Pharmazia, Kristiania 1910.

[3] L. c.

Mittel von I und II.

SiO_2	42,86 %	(42,78^{I} u. 42,94^{II})
$R_2^{III}O_3$	57,67 %	(Mol.-Gew. 157,1)
	100,53	
Glühverlust	0,41	
	100,97	

R^{III} — *Sc*, Y, Dy, Er und Fe^{III}.

Weiter sind, wie gesagt, Spuren von Mn, Mg und Ca nachgewiesen. Durch Einführung der verschiedenen Einzelbestimmungen erhält man folgende approximative Zusammensetzung unter Vernachlässigung des kleinen Glühverlustes:

Schetelig.

		Mol. Gew.	Quotientzahlen.	
SiO_2	42,9 %	(60,4)	0,710	
Sc_2O_3	37,0 „	(138,2)[1]	0,268	
$(Y, Dy, Er)_2O_3$	17,7 „	(270,0)[2]	0,066	0,347
Fe_2O_3	2,1 „	(160)	0,013	
FeO	0,8 „	(72)	0,011	
	100,5 %			

Das Verhältnis $SiO_2 : R_2^{III}O_3$ ist sehr nahe 2 : 1; wenn man den Thortveitit als en Diorthosilikat berechnet, erhält man:

$R_2^{III}O_3$ — 0,347	3 FeO — 0,011
2 SiO_2 — 0,694	2 SiO_2 — 0,007

Nach dieser Berechnung bleibt ein kleiner Rest von 0,54 % SiO_2 übrig. Die Berechnung von FeO als Diorthosilikat ist allerdings fraglich.

Nach meinen chemischen Untersuchungen ist der Thortveitit als ein Diorthosilikat von den dreiwertigen Elementen: *Sc*, Y, Dy, Er und Fe^{III} zu betrachten, wenn man die kleine Menge FeO vernachlässigen dürfte. Die Formel des Thortveitits ist: $(Sc, Y, Dy, Er)_2\ Si_2O_7$.

b. Analyse von Dr. Fritz Tauchert, München.

Wie gesagt ist die von mir ermittelte Analyse des Thortveitits nur als approximativ zu betrachten, und es war meine Absicht eine genaue Analyse von einem Spezialisten der Chemie der seltenen Erden ausgeführt zu suchen. Auf meine Bitte versprach mir Herr Prof. Dr. W. Muthmann,

[1] Das Atomgewicht des Scandiums ist nach einer neuen Bestimmung von O. Hönigschmid (1918) 45,1. Das Mol.-Gew. von Sc_2O_3 ist demnach 138,2.

[2] Nach der Bestimmung von Dr. F. Tauchert, siehe unten.

München, im Herbst 1912 in liebenswürdiger Weise die Analyse zu unternehmen. Leider erkrankte Prof. MUTHMANN schon im December 1912 schwer und im August 1913 ist er gestorben. Sein Privatassistent, Dr. FRITZ TAUCHERT, hatte inzwischen auf Veranlassung von Prof. MUTHMANN die Analyse des Thortveitits in Arbeit genommen, die aber bei dem Tode von Prof. MUTHMANN abgebrochen wurde. Prof. Dr. HANS HOFER, der Nachfolger von Prof. MUTHMANN hat mir die erhaltenen Resultate der analytischen Arbeit von Dr. TAUCHERT mitgeteilt. Als Material für diese Analyse diente eine relativ größere Menge Substanz, die von mir nur für nötige Vorprüfungen und Experimente mitgesandt war. Das ausgesucht frische und absolut reine Material, das für die eigentliche Analyse beabsichtigt war, wurde mir intakt zurückgeschickt. Alles Material stammt vom Hauptfundort Ljosland.

DR. TAUCHERT, München.

SiO_2	48,01 %	
Sc_2O_3	35,08 „	
Y_2O_3	9,51 „	(226)
$(Dy, Er)_2O_3$	3,87 „	(380)
Fe_2O_3	2,84 „	
	99,31 %	
Glühverlust	0,54 „	
	99,85 %	

Dr. TAUCHERT hat über 5 % mehr SiO_2 als ich gefunden. Die Erklärung dieses Unterschiedes liegt wahrscheinlich in einer Verunreinigung mit Quarz in dem Material, das von Dr. TAUCHERT für diese vorläufige Analyse verwendet wurde, und das von mir ausdrücklich nur für Vorprüfungen bezeichnet war. Die Analyse hat doch insofern Bedeutung als die Menge von Fe_2O_3 genauer bestimmt ist und das Verhältnis:

$$Sc_2O_3 : Y_2O_3 : (Dy, Er)_2O_3 = 7{,}02 : 1{,}90 : 0{,}77$$

nach den ausgeführten Bestimmungen gute Übereinstimmung mit der spektrographischen Untersuchung von EXNER zeigt.

c. Analyse von Prof. Dr. Jan Sterba, Prag.

Durch Vermittelung des Herrn Prof. Dr. F. SLAVIK in Prag kam ich im Sommer 1914 in brieflicher Verbindung mit Prof. Dr. JAN STERBA-BÖHM in Prag, der eine Zeitlang sich mit der Chemie des Scandiums beschäftigt hatte. Auf meine Anfrage übernahm er gütigst eine Analyse des Thor-

tveitits durchzuführen. Ich habe ihm dann eine größere Quantität des Thortveitits für Vorprüfungen und Experimentaluntersuchungen und für die eigentliche Analyse eine genügende Menge von *absolut frischem und sorgfältig ausgesuchten* Thortveitit zur Verfügung gestellt. Verunreinigung mit Quarz in diesem Analysenmaterial ist ausgeschlossen. Der Thortveitit stammt vom Fundort Ljosland.

Von Herrn Prof. STERBA erhielt ich im Frühjahr 1915 brieflich die Resultate seiner chemischen Untersuchungen über Thortveitit, die ich hier nach dem Wunsche des Verfassers *in extenso* mitteilen möchte, indem ich gleichzeitig meinen herzlichsten Dank aussprechen möchte.

Herr Prof. Dr. JAN STERBA schreibt:

„*Physikalische Eigenschaften:* Das ausgesuchte Mineral zeigt in Kathodenstrahlen keine Phosphorreszenz, bloß einige winzige Partien leuchten mit gelblichorangem Licht, in Kanalstrahlen beobachtet man kein Leuchten.

Seine Radioaktivität, (gemessen mit Elster-Geitel-Apparat) in gepulvertem Zustande ist so minimal, daß sie sich *nicht* mehr deutlich messen läßt. Diese Bestimmung wurde mit 1,18 g. ausgeführt.

Dichte-Bestimmung: Dieselbe wurde mit ausgesuchten Stücken in Wasser mit Dewar-pyknometer, bei 15° bestimmt, mit einer Menge von 1,80075 g. und ich fand:

3,557 und 3,574, also im Mittel : 3,565.

Chemische Eigenschaften: Das Mineral wird auch in feingepulvertem Zustande durch Salzsäure nicht verändert; am Wasserbad wird es, feingepulvert, nur sehr unvollkommen zersetzt. Dagegen wirkt konzentrierte (etwa 40 %) Flußäure auch in der Kälte ein, und kleine Stücke des Minerals zerfallen nach 24 Stunden zu weißem Pulver. Mit festem Kali- oder Natriumkarbonat wird sehr feingepulvertes Mineral schwer zersetzt, erst durch anhaltendes Schmelzen mit großem Überschuß dieser Salze tritt eine vollkommene Zersetzung ein.

Bei der *kvalitativen* Analyse wurde gefunden:

Scandium, Yttererden, Eisen, etwas Beryllium, deutliche Spuren von Mangan, sehr fragliche Spuren von Magnesium und Calcium. Weiter: Kieselsäure, aber *keine* Titan, Niob- oder Tantalsäure, obwohl nach dieser sehr sorgfältig gesucht wurde.

Quantitative Bestimmung: Das Mineral wurde äußerst fein gerieben, und über P_2O_5 bei gewöhnlicher Temperatur getrocknet. Das fein gepulverte Mineral wurde mit 11-facher (elffacher) Menge einer Mischung von gleichen Teilen K_2CO_3 und Na_2CO_3 im Platintiegel geschmolzen, und eine halbe Stunde im Flusse gehalten. Die geschmolzene Masse besaß eine blaugrüne Farbe, wurde in Wasser gelöst, mit Salzsäure bis zur mäßig saueren Reaktion zersetzt, am Wasserbade mehrmals abgedampft. Ausgeschiedene Kieselsäure gewaschen, geglüht, gewogen. Nachher wurde SiO_2 mehrmals mit konz. HF abgedampft, *sehr* mäßig erhitzt, und der Rückstand, welcher aus Scandium-Silicofluorid ($Sc_2(SiF_6)_3$) besteht, gewogen, auf Sc_2O_3 umgerechnet, und von gefundener SiO_2 abgezogen. Nachher wurde das Silicofluorid mit konz. H_2SO_4 abgeraucht, wiederum mit HF behandelt etc., bis ein vollkommen wasserlösliches Sc-Sulfat zurückblieb. Dasselbe wurde zum Filtrat zugegeben. Das Filtrat wurde am Wasserbade mit H_2S vollkommen gesättigt, ausgeschiedenes Platinsulfid abfiltriert, durch Erhitzen das H_2S zerstört. Klares Filtrat wurde im Silbergefäß in der Kälte mit reichlicher Menge von 10 % KOH zersetzt, filtriert und gewaschen. Der Niederschlag wiederum in nötiger Menge HCl gelöst, und wiederum mit 10 % KOH behandelt. Im Filtrate wurde dann durch Neutralisation mit HNO_3 und Niederschlagen mit Ammoniak Beryllium als BeO bestimmt.

Durch eingehende Versuche habe ich mich überzeugt, daß auch stark K_2CO_3-haltiges KOH das Scandiumhydroxyd praktisch *nicht* löst. Der nach Bestimmung gebliebende Nieder-

schlag wurde in Chloride überführt, die Chloride am Wasserbade vollkommen von freier HCl befreit.

In mäßiger Menge Wassers gelöste Chloride wurden unter beständigem Rühren mit absolut reinem Ammoniumfluorid so lange in der Kälte zersetzt, bis sich die Lösuug geklärt hat, und ein schleimiger Niederschlag zurück blieb. Die mäßig ammoniakalische Lösung wurde in der Kälte 24 Stunden in Ruhe gelassen. Nachher durch Dekantation filtriert, der schleimige Niederschlag zuerst unter Zugabe von kleiner Menge von Ammoniumfluorid, nachher mit Wasser gründlich gewaschen, und am Gebläse geglüht. In diesem Niederschlage befanden sich *alle* Edelerden, mit Ausnahme von Sc. Der Glührückstand wurde nachher am Wasserbade mit HCl abgedampft, bis er vollkommen wasserlöslich war, die neutrale Lösung der Chloride mit Oxalsäure gefällt, etc., und als R_2O_3 samt Spuren von ThO_2 gewogen. Im Filtrate befand sich Sc als komplexes Ammoniumscandiumfluorid.

Dieses Filtrat wurde mit gerade notwendiger Menge von H_2SO_4 längere Zeit am Wasserbade behandelt, bis HF entwich, nachher mit Wasser stark verdünnt, und Sc als $Sc(OH)_3$ mit Ammoniak gefällt, und als $Sc_2O_3 + Fe_2O_3$ gewogen.

So erhaltenes Scandium-ferrioxyd wurde am Wasserbade mit HCl behandelt, bis ein „neutrales" Gemisch von $ScCl_3$ und $FeCl_3$ zurückblieb. In rückständigen Chloriden wurde Eisen jodometrisch bestimmt, und die gefundene Menge von Fe_2O_3 von der Gesamtsumme $Sc_2O_3 + Fe_2O_3$ abgezogen.

Die Eisenbestimmung geschah in einer besonderen Probe:

Das Mineral wurde wie oben mit Karbonaten geschmolzen, etc., im Filtrate nach SiO_2-entfernung wurde Eisen jodometrisch bestimmt. Mangan, dessen Menge nicht über deutliche Spuren reicht, wurde nicht bestimmt.

Die Oxyde der Yttererden samt Thoriumoxyd wurden von 3 Analysen gesammelt, in Sulfate überführt, die Sulfate 2 Mal mit Alkohol niedergeschlagen, Sulfate in Pt-tiegel über Nickeltiegel vorsichtig entwässert, gewogen, nachher bis zur Gewichtskonstanz geglüht und so das Equivalent, resp. Molargewicht der Oxyde bestimmt.

Ich habe auf solche Weise folgende Resultate erhalten:

I

	0,6310	g. des Minerals gaben:		
	0,2880	SiO_2	=	45,64 %
	0,00475	BeO	=	0,75 „
	0,058	„Y_2O_3"	=	9,19 „
0,2707 $Sc_2O_3 + Fe_2O_3$ enthaltend:	(0,0095	Fe_2O_3	=	1,50 „)
	0,2612	Sc_2O_3	=	41,39 „

II

	0,5300	g. des Minerals gaben:		
	0,24092	SiO_2	=	45,46 %
	0,0015	BeO	=	0,28 „
	0,04625	Y_2O_3	=	8,72 „
0,23475 $Sc_2O_3 + Fe_2O_3$enthaltend:	(0,0118	Fe_2O_3	=	2,22 % Fe_2O_3)
	0,22295	Sc_2O_3	=	42,96 „

III

	0,599	g. Minerals gaben:		
	0,00325	Glühverlust	=	0,54 %
	0,25900	SiO_2	=	45,27 „
	0,003	BeO	=	0,50 „
	0,0515	„Y_2O_3"	=	8,76 „
0,26775 $Sc_2O_3 + Fe_2O_3$enthaltend:	(0,0118	Fe_2O_3)		
	0,25595	Sc_2O_3	=	42,73 „

IV

Eisen- und Kieselsäure- Bestimmung.
0,61625 g. Mineral gaben:
0,28005 SiO_2 = 45,44 %
Durch jodometrische Bestimmung wurden gefunden:
0,01745 Fe_2O_3 = 2,83 %

V

Equivalent- Bestimmung der Yttererden samt Th:
0,2625 g. anhydrische Sulfate gaben:
0,13925 g. R_2O_3 (+ ThO_2) und enthielten also
0,12325 g. SO_3;
folglich ist das Equivalent:

$$R_3^{III} = 45,26$$

und das Atomgewicht:

$$R^{III} = 135,78$$

und Molekulargewicht:

$$R_2^{III}O_3 = 319,56$$
$$(R_2^{III}O_{1\,1/2} = 159,78)$$

Übersichtstabelle der erhaltenen Resultate:

	I	II	III	IV	Mittel
SiO_2 :	45,64	45,46	45,27	45,44	45,45 %
Sc_2O_3 :	41,39	42,06	42,73	—	42,06 „
Y_2O_3 :	9,19	8,72	8,76	—	8,89 „
Fe_2O_3 :	—	—	—	2,83	2,83 „
BeO :	0,75	0,28	0,50	—	0,51 „
Glühverlust	—	—	0,54	—	0,54 „
Mangan : Spuren					100,28 %

Wie Sie, Herr College, sehen, weichen meine Resultate ein wenig von denen, die Sie erhalten haben, ab. Die Gründe nach meiner Meinung sind folgende:

SiO_2: Ich fand im Mittel 45,45 % und Sie 42,86 %. Dieses Minus erkläre ich mir nach meinen Erfahrungen über Sc folgenderweise: Sc-Hydrat als sehr schwache Base, resp. sehr schwache Säure hat die Tendenz komplexe Säuren zu bilden, in unserem Falle eine Scandikieselsäure. Deswegen sind circa 3 % von SiO_2 in Ihrem R_2O_3 geblieben.

Bei meinen Bestimmungen sind wieder immer kleine Mengen von Sc in SiO_2 geblieben, aber ich habe dies bei der Analyse, wie Sie oben erfahren, immer sorgfältig in Rücksicht genommen.

Die Menge des Sc_2O_3, welche ich fand, ist größer als Sie durch Fällung mit $Na_2S_2O_3$ erhalten haben; die $Na_2S_2O_3$ ist absolut ungenau. Daß wirklich BeO im Thortveitit vorkommt, kann ich Sie versichern, denn ich habe es durch qvalitative Reaktionen aufs bestimmteste gefunden. Daß Be bei spektrographischer Prüfung *nicht* gefunden wurde, läßt sich leicht dadurch erklären, daß die ziemlich wenig vorhandenen und wenig charakteristischen Be-Linien sich leicht zwischen vielen Linien der seltenen Erden verlieren."

Die Analyse STERBAS hat die neue Tatsache gebracht, daß eine kleine Quantität BeO — etwa 0,5 % — im Thortveitit eingeht, was doch im Wider-

spruch mit den Resultaten der spektrographischen Untersuchungen von EXNER und G. EBERHARD (siehe unten) steht. G. EBERHARD hat, wie unten näher besprochen wird, den Thortveitit von drei verschiedenen Fundorten spektrographisch untersucht, und seine Ergebnisse sind absolut identisch mit denen von EXNER. Eine Verunreinigung des Analysenmaterials, das ich Herrn STERBA geschicht hatte, mit Beryll ist völlig ausgeschlossen.

Übrig ist dann nur die Erklärung STERBAS, daß die Be-Linien sich leicht zwischen den vielen Linien der seltenen Erden verlieren.

Die Erklärung STERBAS von dem Minus in meiner SiO_2-Bestimmung, daß Scandium eine Tendenz komplexe Säuren zu bilden hat — in diesem Falle eine Scandi-kieselsäure — scheint mir Aufmerksamkeit zu verdienen. Es lag ja hier zum ersten Male ein Silikat vor, in welchem Scandium die Hauptmasse der Basen bildet; und die Schwierigkeiten bei der Trennung von SiO_2 und Sc_2O_3 waren ja, mit der unvollkommenen Kenntnis von der Chemie des Scandiums, die noch lange nicht wegen des spärlichen Zuganges von Scandiummaterial durchforscht ist, kaum früher bekannt.

Es möchte hier bemerkt werden, daß der von STERBA gefundene Wert für das Mol.-Gewicht der Yttererden (inklusive ThO_2) 319,56 ungefähr folgendes Verhältnis zwischen Y_2O_3 und $(Dy,Er, etc.)_2O_3$ verlangt:

$(Y,Dy,Er)_2O_3$:	8,89 %	(319,56)	entspricht:
Y_2O_3 :	3,46 „	(226)	
und $(Dy,Er)_2O_3$:	5,43 „	(380)	

Die spektrographische Untersuchungen von EXNER und EBERHARD stehen im Widerspruch mit dieser Verteilung von Y_2O_3 und $(Dy, Er)_2O_3$, indem die Yttriumlinien viel stärker in den Spektrogrammen als die Dysprosium- und Erbium-linien hervortreten.

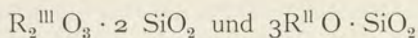
Berechnung der Analysen und die Zusammensetzung des Thortveitits.

Unten habe ich die Analyse von STERBA mit den von ihm gegebenen Mittelzahlen unter Vernachlässigung des kleinen Glühverlustes berechnet.

Analyse von STERBA, Mittelzahlen.

	%		Quotientzahlen
SiO_2	45,45	(60,4)	0,7525
Sc_2O_3	42,06	(138,2)	0,3044
ΣY_2O_3	8,89	(319,56)	0,0278
Fe_2O_3	2,83	(160)	0,0177
BeO	0,51	(25,1)	0,0203
Summe	99,74		

Die einzelnen Verbindungen sind als Diortosilikate berechnet:



$$R_2^{III}O_3 \cdot 2\,SiO_2 \text{ und } 3R^{II}O \cdot SiO_2$$

Sc_2O_3 : 0,3044	Y_2O_3 : 0,0278	Fe_2O_3 0,0177	3BeO 0,0203
$2SiO_2$: 0,6088	$2SiO_2$: 0,0556	$2SiO_2$ 0,0354	$2SiO_2$ 0,0135

Zur Sättigung der Basen genügen 43,62 % SiO_2; man erhält somit einen Überschuß von 2,35 % SiO_2. Ich möchte deshalb annehmen, daß die von STERBA gefundene SiO_2-Menge doch etwas zu hoch ist.

Es dürfte deshalb berechtigt sein, aus den Einzelbestimmungen STERBAS die Maximalwerte für Sc_2O_3, Y_2O_3 und BeO herauszunehmen, und von diesen Zahlen ausgehend die zur Sättigung der Basen nötige Menge SiO_2 für Diortosilikate zu berechnen. Gleichzeitig führe ich die von S. O. ANDRESEN bestimmte Menge FeO = 0,81 % (Mittel von 3 Bestimmungen) ein.

Man erhält dann folgende Zahlen:

			Quotientzahlen		
Sc_2O_3 :	42,73 %	(138,2)	0,3092	0,3501	$R_2^{III}O_3$
Y_2O_3 :	9,19 „	(319,56)	0,0288		
Fe_2O_3 :	1,93 „	(160)	0,0121		
FeO :	0,81 „	(72)	0,0113	0,0412	$R^{II}O$
BeO :	0,75 „	(25,)	0,0299		

Hieraus ist die nötige Menge SiO_2 für die Diortosilikate berechnet:

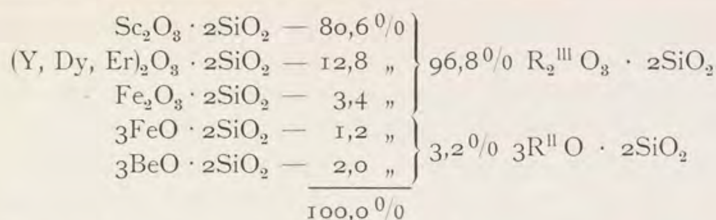
1. $R_2^{III}O_3 \cdot 2SiO_2$
   $R_2^{III}O_3$: 0,3501
   $2SiO_2$: 0,7002
2. $3R^{II}O \cdot 2SiO_2$
   $3R^{II}O$: 0,0412
   $2SiO_2$: 0,0274

Die nötige Menge SiO_2 ist somit: 0,7276 × 60,4 = 43,94 %.

Die wahrscheinliche Zusammensetzung des Thortveitits ist nach dieser Berechnung:

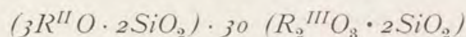
		Auf 100 umgerechnet
SiO_2	: 43,94	44,23
Sc_2O_3	: 42,73	43,00
ΣY_2O_3	: 9,19	9,25
Fe_2O_3	: 1,93	1,94
FeO	: 0,81	0,82
BeO	: 0,75	0,75
	99,35	99,99

Aus den Zahlen der letzten Kolonne habe ich die Menge der verschiedenen Verbindungen in Prozenten ausgedrückt berechnet:



$Sc_2O_3 \cdot 2SiO_2$ — 80,6 % }
$(Y, Dy, Er)_2O_3 \cdot 2SiO_2$ — 12,8 „ } 96,8 % $R_2^{III}O_3 \cdot 2SiO_2$
$Fe_2O_3 \cdot 2SiO_2$ — 3,4 „ }
$3FeO \cdot 2SiO_2$ — 1,2 „ } 3,2 % $3R^{II}O \cdot 2SiO_2$
$3BeO \cdot 2SiO_2$ — 2,0 „ }
100,0 %

Die Formel des Thortveitits wäre demnach:



$$(3R^{II}O \cdot 2SiO_2) \cdot 30\ (R_2^{III}O_3 \cdot 2SiO_2)$$

R^{II} = Be, Fe″; R^{III} = *Sc*, Y, Dy, Er etc. und Fe‴.

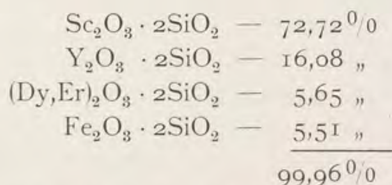
Wie ich oben angedeutet habe, liegt die Möglichkeit vor, daß in der Analyse STERBAS die Menge von Sc_2O_3 zu hoch und die Menge von $(Y, Dy, Er)_2O_3$ zu niedrig ausgefallen ist; jedenfalls existiert ein Widerspruch zwischen dem hohen Mol.-Gewicht der Yttererden (STREBA), welches Y < (Dy + Er) verlangt, und den spektrographischen Untersuchungen von EXNER und EBERHARD, durch welche die Reihenfolge Y > (Dy + Er) festgestellt ist. Aus diesem Grunde dürfte vielleicht das durch die Analyse von TAUCHERT erhaltene Verhältnis: $Sc_2O_3 : Y_2O_3 : (Dy, Er)_2O_3$ = 35,08 : 9,51 : 3,87 näher der Wahrheit kommen.

Unter der Voraussetzung, daß die hohe Menge von SiO_2 (48,01 %) von zugemischtem Quarz stammt, und mit Vernachlässigung des Glühverlustes, habe ich die zur Sättigung der Basen in Diorthosilikaten nötige Menge SiO_2 in der Analyse von TAUCHERT berechnet, ohne Einsetzung von FeO und ohne Berücksichtigung der kleinen Menge BeO, die jedenfalls unsicher ist. Die in dieser Weise erhaltenen Zahlen sind auf 100 % umgerechnet:

		Auf 100 %		Quotientzahlen	
SiO_2	[39,12]	[43,26]	(60,4)	0,7163	
Sc_2O_3	35,08	38,80	(138,2)	0,2808	0,3582
Y_2O_3	9,51	10,52	(226)	0,0465	
$(Dy\ Er)_2O_3$	3,87	4,28	(380)	0,0113	
Fe_2O_3	2,84	3,14	(160)	0,0196	
	90,42	100,00			

$R_2^{II}O_3$ — 0,3582
$2SiO_2$ — 0,7163

Die Mengen der verschiedenen Diorthosilikate in Prozenten ausgedrückt sind folgenden:



$Sc_2O_3 \cdot 2SiO_2$ — 72,72 %
$Y_2O_3 \cdot 2SiO_2$ — 16,08 „
$(Dy, Er)_2O_3 \cdot 2SiO_2$ — 5,65 „
$Fe_2O_3 \cdot 2SiO_2$ — 5,51 „
99,96 %

Wenn die Analyse von TAUCHERT in dieser Weise berechnet wird, sind die Zahlen ziemlich nahe mit meiner Analyse übereinstimmend, und beide Analysen stimmen mit den spektrographischen Resultaten von EXNER und EBERHARD. Vollständig richtig ist wahrscheinlich keine der beiden, aber beide dürften doch ziemlich nahe der richtigen Zusammensetzung kommen.

Als sicheres Resultat der bisherigen chemischen und spektrographischen Untersuchungen über Thortveitit von Norwegen geht jedenfalls hervor, daß *der Thortveitit als ein Diorthosilikat von Scandium und den übrigen Elementen der Yttriummetallreihe neben etwas Eisen aufzufassen ist und daß Scandinerde (Sc_2O_3) die Hauptmasse der Basen ausmacht* (etwa 40 % Sc_2O_3).

Es geht aus dem obigen hervor, daß die chemische Zusammensetzung des Thortveitits trotz der großen Arbeit und Mühe, die daran niedergelegt ist, noch nicht mit hinreichender Genauigkeit bekannt ist, in Betrachtung des großen Interesses, das dies erst bekannte Scandiummineral in wissenschaftlicher Hinsicht bietet. Trotz den bedeutenden Fortschritten, die unsere Kenntnis von Scandium und seinen chemischen Beziehungen in den letzten 15 Jahren speziell durch die Arbeiten von R. I. MEYER und anderen gemacht hat, sind doch noch viele Lücken zurück. Es ist denn auch nicht erstaunlich, sondern wäre von vorn herein zu erwarten, daß die gewöhnlichen Methoden zur Trennung von Scandium versagen möchten, gegenüber der Aufgabe, ein Silikat mit Scandium als Hauptbestandteil zu analysieren. Auf meine Veranlassung hat deshalb Herr Chemiker ANDREAS RÖDLAND, Abteilungsleiter am Mineralogischen Institute, Kristiania, (Direktor: Prof. Dr. V. M. GOLDSCHMIDT) eine erneute, chemische Untersuchung des Thortveitits unternommen. Herr RÖDLAND will später selbst die Resultate veröffentlichen.

Oben wurde erwähnt, daß Thortveitit von Madagascar nach der spektrographischen Untersuchung eine kleine Menge Zr enthält, während das Element in dem norwegischen Mineral völlig abwesend ist. LACROIX[1] hat auch die vorläufigen Analysenresultate von G. URBAIN mitgeteilt, mit der Reservation, daß die Untersuchung noch nicht abgeschlossen ist. Die Analyse ist hier angeführt.

Thortveitit von Befanamo, Madagascar.
Vorläufige Analyse von G. URBAIN.

	%
SiO_2	— 44,13
ZrO_2	— 9,96
$(Sc,Y,Ny)_2O_3$	— 41,76
Fe_2O_3	— 2,20
$Al_2O_3 + BeO$	— 2,62
	100,67

[1] Minéralogie de Madagascar. Tome I.

Der große Gehalt an ZrO_2 ist auffallend und bezeichnet einen wesentlichen Unterschied zwischen dem norwegischen und madagascarichen Thortveitit, wenn die späteren Untersuchungen das obige Analysenresultat bestätigen möchten. Ich kann deshalb nur der Ansicht von LACROIX zustimmen, daß das Scandiummineral von Madagascar mit dem hohen Gehalt von ZrO_2 einen neuen Namen verdiene.

Die Totalmenge der seltenen Erden $(Sc,Y,Ny)_2O_3$ im Verhältnis zum norwegischen Thortveitit ist, entsprechend dem auftretenden Gehalt von ZrO_2, verkleinert.

Zusatz während der Korrektur. In „Comptes Rendus" No. 23, Paris 6. Juni 1922, haben CH. BOULANGER und G. URBAIN eine Note veröffentlicht über die chemische Zusammensetzung des Thortveitits von Madagascar. Die endgültige Analyse des Thortveitits von Befanamo, als Mittel von 3 vollständigen und 2 partiellen Analysen, unterscheidet sich nicht viel von der oben angeführten vorläufigen.

SiO_2 — 44,1 %, Sc_2O_3 — 42,4 %, ZrO_2 — 8,4 %, Al_2O_3 — 3,3 %, Fe_2O_3 — 2,0 %. Summe — 100,2.

Das direkt erhaltene Sc_2O_3 war ziemlich rein, nur mit einer geringen Menge von Yttererden vermischt. Die Totalmenge von Yttererden, von welchen Y, Ny und Lu nachgewiesen sind, ist zu etwa 0,5 % bestimmt. Hierdurch unterscheidet sich das Mineral von Madagascar wäsentlich von dem norwegischen Thortveitit, der bedeutende Mengen von Yttererden enthält, während der Gehalt an Sc_2O_3 entsprechend etwas kleiner im norwegischen Thortveitit ist.

In Al_2O_3 sind Spuren von BeO nachgewiesen. Das Mineral von Madagascar enthält auch Spuren von Mn, Sn, Sb und Pb.

Nach den Untersuchungen der Verfasser ist der Thortveitit von Madagascar mehr wiederstandsfähig gegen Säuren und im ganzen viel schwerer aufschliessbar als das Mineral von Norwegen. Dies dürfte vielleicht von dem Gehalt an ZrO_2 im Mineral von Madagascar verursacht werden.

Spektrographische Untersuchungen von G. Eberhard, Postdam.

Das Resultat der spektrographischen Untersuchung des Thortveitits von Hofrat EXNER, Wien, ist oben erwähnt.

Einige Zeit nachdem meine vorläufige Mitteilung über den Thortveitit veröffentlicht war, hat Prof. G. EBERHARD, Astrophysikalisches Institut, Postdam, mir brieflich mitgeteilt, daß das neue Mineral als eine Scandiumverbindung — die er selbst jahrelang vergebens nachgesucht hatte — ihn sehr interessierte und daß er gern etwas Material für spektrographische Untersuchungen haben möchte. Als die nötige spektrographische Apparatur damals

in Kristiania fehlte, unternahm auf meine Veranlassung G. EBERHARD aufs liebenswürdigste eine spektrographische Untersuchung des Thortveitits und der verschiedenen Mineralien, die den Thortveitit begleiten. Es scheint mir von Interesse zu sein, ein Bild der Verteilung des Scandiums über den übrigen Mineralien der Gänge, die Thortveitit führen, zu bekommen.

G. EBERHARD hat mir die Resultate seiner Untersuchungen brieflich mitgeteilt und mir zur Veröffentlichung überlassen, wofür ich hiermit meinen herzlichsten Dank aussprechen möchte.

G. EBERHARD schreibt: — „Die Untersuchung hat dasselbe Ergebnis gehabt, wie frühere von mir:

1. Das Vorkommen von Sc ist nur auf kleine Bezirke beschränkt, so hat der Euxenit des Hauptganges in Ljosland, und der von Heia, Ljosland nur solche Spuren von Sc, wie sie die meisten Mineralien besitzen, während der Euxenit des Nebenganges größere Mengen Sc enthält.

2. Die Hauptmenge des Sc ist aber wieder im Biotit und Beryll enthalten, wenn man vom Thortveitit absieht. Es liegen also Sc-haltende Mineralien aus dem Beginn, der Mitte und dem Ende der Krystallisationsfolge vor und es wäre interessant zu untersuchen, in welcher Form das Sc im Biotit und Beryll[1] vorkommt. Der Biotit enthält vielleicht kleine Krystalle von Thortveitit, da auch die Yttererden stark vorhanden sind. Was den Thortveitit betrifft, so stimmt mein Ergebnis absolut mit dem von EXNER; die zwei andern Vorkommen sind Linie für Linie identisch mit dem von Ljosland. Der Thortveitit von Unneland hat nur etwas mehr Al als die andern, d. h. er wird nicht ganz frei von Feldspat oder einem Zersetzungsprodukt desselben gewesen sein. Ich bitte Sie beifolgende Liste in Ihrer Arbeit mitpublizieren zu wollen, da ich nichts darüber veröffentlichen werde.

Und nun folgen die einzelnen Resultate:

Fundort I Ljosland.

1. *Thortveitit:* Ergebnis stimmt absolut mit dem von EXNER.
2. *Beryll:* Sc stark; Y, Yb Spur; Th fehlt.
3. *Alvit*[2] *mit Feldspat und Euxenit* (nicht ganz sauber isolierbar): Sc Spur, Y sehr stark, Zr sehr stark, Yb Spur.
4. *Euxenit mit Feldspat etc.* (nicht sauber isolierbar): Sc stark.
5. *Euxenit, Hauptgang:* Sc Spur.
6. *Monazit:* Sc fehlt.
7. *Ilmenorutil:* Sc sichtbar; Cerit- und Yttererden fehlen.
8. *Magnetit in Feldspat* (nicht isolierbar): Sc, Y, Yb nicht mit Sicherheit nachweisbar.
9. *Biotit:* Sc und Y stark; Yb Spur.
10. *Oligoklas:* Sc, Y, Yb fehlen. Be Spur.
11. *Quarz:* Sc, Y, Yb fehlen. Be Spur.
12. *Mikroklinperthit:* Sc, Be fehlen; Y, Yb Spur.

Fundort II Eptevand.

13. *Thortveitit:* absolut identisch mit No. 1.
14. *Biotit:* Sc, Y stark; Yb Spur.

---

[1] Nach Lacroix (l. c. 1921) führt auch Chrysoberyll von einem der Pegmatitgänge bei Befanamo, Madagascar, nachweisbare Mengen von *Sc.* (Anm. des Verf.)

[2] Alvit ist nahe mit Cyrtolit verwandt.

Fundort III Landsverk.

15. *Oligoklas:* Sc, Be Spur; Y, Yb fehlen (der Oligoklas enthält etwas Glimmer, von dem er nicht trennbar ist. Daher die Spur Sc.)

Fundort IV Unneland.

16. *Thortveitit:* absolut identisch mit No. 1. (Das starkere Auftreten der Al-Linien ist von zersetztem Feldspat, der nicht abtrennbar ist, hervorgebracht.)
17. *Beryll:* Sc stark; Y, Yb, Th fehlen.
18. *Pegmatit mit Euxenit, Beryll, Columbit etc.* (nicht isolierbar): Sc sichtbar; Y stark; Yb Spur; Be fehlt.
19. *Pegmatit mit Beryllkrystall* (Stück weitab vom Beryll benutzt, nicht aus der Nähe desselben): Sc Spur, Y, Yb, Be Spur.
20. *Mikroklinperthit* (braun, zersetzt): Sc, Y, Yb Spur.

Heia, Ljosland.

21. *Euxenit:* Sc Spur; Y sehr stark; Yb sichtbar.
22. *Monazit:* Sc fehlt; Y sichtbar; Yb Spur.

Die Skala für Sc speziell ist : sehr stark
stark (0,1 — 0,2 % Sc_2O_3)
sichtbar } chemisch kaum noch
Spur } nachweisbar."

Nach den eingehenden spektrographischen Untersuchungen von G. Eberhard hat Thortveitit von den verschiedenen norwegischen Fundorten dieselbe chemische Zusammensetzung. Thortveitit von Landsverk ist jedenfalls nicht untersucht, weil kein Material für eine Untersuchung aufgeopfert werden konnte.

Eberhard hat die Vermutung ausgesprochen, daß der hohe Gehalt an Scandium und Yttererden im Biotit wahrscheinlich von mikroskopischen Einschlüssen von Thortveitit herrühren möchte. Mikroskopisch lassen sich doch keine Einschlüsse von Thortveitit nachweisen. In welcher Weise die seltenen Erden im Biotit und Beryll gebunden sind, ist eine interessante Frage, die eine genauere Untersuchung verdient.

Bedeutungsvoll scheint nun der Nachweis einer stark lokalen Anreicherung von Sc in den kleinen Ausläufern der größeren Pegmatitgänge. Es scheint eine ziemlich allgemeine Thatsache zu sein. Die Ursache ist allerdings nicht aufgeklärt.

Verwandtschaftsbeziehungen des Thortveitits.

Chemisch ist Thortveitit am nächsten mit *Thalenit* verwandt; beide sind Diorthosilikate der Yttererden. Thortveitit enthält als Hauptbestandteil Sc und daneben die ganze Reihe der Yttererden; Thalenit enthält kein Sc, aber hauptsächlich Y und Er. Die Dichte des Thortveitits ist entsprechend kleiner

Tabellarische Übersicht der Silikate, die seltene Erden der Yttriumreihe enthalten.

Name	Chem. Formel	Krystallsystem	β	m : m'''	Opt. Verhältn.	Achsenebene
Thortveitit	$(Sc, Y)_2Si_2O_7$	monoklin	$77^\circ 1/2$	$73^\circ 38'$	Neg. $c : \alpha =$ ca 4°	Sym.
Thalenit	$(Y, Er)_2Si_2O_7$	monoklin	83°	$85^\circ 10'$	Neg. $c : \beta = 3^\circ$	Norm. Sym.
Yttrialit	$(Y, Th)_2Si_2O_7$	amorph	—	—	—	—
Rowlandit	$Fe(YF_2)Y_2(Si_2O_7)_2$	amorph	—	—	—	—
Kainosit	$Ca_2H_4(YCO_3)(Si_2O_7)_2$	rhombisch	—	$87^\circ 10'$	Neg. $\alpha = c$	
Hellandit	$Ca[Y(OH)]_3(SiO_4)_2$	monoklin	$70^\circ 1/4$	$125^\circ 1/2$	Pos. $c : \gamma = 43^\circ 1/2$	Norm. Sym.
Gadolinit	$Fe[YOH]_2Be_2(SiO_4)_2$	monoklin	$89^\circ 1/2$	$64^\circ 12'$	Pos. $c : \gamma =$ ca 8°	Sym.

als die des Thalenits. Beide krystallisieren monoklin, und sind opt. neg. Das Achsenverhältnis, der krystallographische Habitus und die übrigen optischen Eigenschaften sind total verschieden. Eine weitergehende, krystallographische Verwandtschaft der beiden Mineralien läßt sich deshalb nicht ungezwungen herleiten, wie es auch aus der tabellarischen Zusammenstellung deutlich hervortritt.

Yttrialit und *Rowlandit* von Llano Co, Texas sind auch hauptsächlich Diorthosilikate der Yttererden, und deshalb chemisch mit dem Thortveitit verwandt. Beide sind doch nur als amorphe, derbe Massen ohne Krystallbegrenzung bekannt, und es läßt sicht deshalb nicht feststellen, inwieweit eine nähere Verwandtschaft existieren möchte. Yttrialit enthält allerdings ziemlich viel Th neben Y, und Rowlandit Fe und F.

Kainosit ist von W. C. Brøgger auch als ein Diorthosilikat gedeutet, zeigt aber keine Verwandtschaftsbeziehungen zum Thortveitit. Kainosit ist ein CO_2- und H_2O-haltiges Silikat von Y und Ca, also ein Komplexsilikat und krystallisiert rhombisch.

Hellandit und *Gadolinit* krystalliseren beide monoklin wie Thortveitit, und enthalten auch Yttererden wie Thortveitit. Sonst sind keine Gleichheitspunkte zu finden.

Betreffs des Sc-Minerals von Baveno, *Bazzit*, habe ich schon oben (S. 60.) bemerkt, daß das Mineral keine Beziehungen zum Thortveitit zeigt.

Es gibt eine ganze Reihe von Silikaten, die seltene Erden enthalten. Mit Ausnahme von Gadolinit, der der Datholitgruppe gehört, scheint es, als die übrigen alleinstehend sind. Von vorn herein dürfte dies auch erwartet werden, wenn man die zahlreichen Kombinationsmöglichkeiten und die Eigenart der seltenen Erden ins Auge faßt. Das isolierte Auftreten auf speziellen Fundorten von mehreren dieser Mineralien (Hellandit, Kainosit u. s. v.), die gelegentlich oder auch zufällig entdeckt sind, macht es wahrscheinlich, daß die Möglichkeit für Neuentdeckungen eben auf dem Gebiete der Silikate der seltenen Erden noch lange nicht erschöpft ist. Ich dürfte deshalb glauben, daß eben in Norwegen, wenn wieder der Feldspatbetrieb emporblüht, überraschende Funde von neuen Silikaten mit seltenen Erden erwartet werden möchten.

GADOLINIT KLAPROTH[1].

In Norwegen wurde Gadolinit zum ersten Male im Jahre 1839 von B. M. KEILHAU[2] auf Hitterö bei Flekkefjord, dem später weltbekannten Fundort dieses Minerals, entdeckt.

TH. SCHEERER hat die ersten krystallographischen, physikalischen und chemischen Untersuchungen über Gadolinit von Hitterö ausgeführt und in verschiedenen Abhandlungen veröffentlicht[3]. Später hat er die Resultate in einer größeren, monographischen Darstellung über die Pegmatitgänge auf Hitterö und ihre Gesellschaft von seltenen Mineralien in „Gaea Norvegica" gesammelt[4]. Von P. WAAGE[5], der auf Hitterö geboren war, wurde auf Grundlage von Winkelmessungen an einem außerordentlich schön ausgebildeten Gadolinitkrystalle von Eigeland, am Festlande bei Hitterö, behauptet, daß Gadolinit monoklin krystallisiert. DES CLOISEAUX[6] hat zuerst die optischen Konstanten des frischen Gadolinits bestimmt und damit die von WAAGE behauptete monokline Symmetrie des Minerals bestätigt.

Die endgültige Festlegung der monoklinen Symmetrie des Gadolinits wurde durch die Arbeiten von HJ. SJÖGREN und FR. EICHSTÄDT dargetan. Beide haben Gadolinitkrystalle von Hitterö gemessen. Von SJÖGREN wurden die von W. C. BRÖGGER ausgeführten, sehr genauen Messungen des Waageschen Krystalls zur Verfügung gestellt.

In einer Reihe von Jahren war Hitterö mit der nächsten Umgebung der einzig bekannte Fundort für Gadolinit in Norwegen. Mit der allmählich steigenden Feldspatproduktion wurden aber immer neue Feldspatbrüche aufgeschlossen, und somit nach und nach neue Vorkomnisse des Gadolinits entdeckt. Schon WAAGE hat das Mineral am *Eitland* bei Lindesnæs entdeckt. Es hat sich gezeigt, daß der Gadolinit nur innerhalb zwei Gebiete allgemein verbreitet ist: a) an der Küstenstrecke westlich von Lindesnæs, vor allem auf Hitterö und b) im Kirchspiel Iveland in Sætersdalen. Außerhalb dieser Gebiete kommt Gadolinit nur spärlich und vereinzelt vor. Aller Wahrscheinlichkeit nach scheint doch auch Gadolinit im südlichen Teil von *Telemarken* verbreitet zu sein. Schon im Jahre 1906 habe ich gelegentlich

---

[1] Im Historik des Gadolinits gibt HINTZE im „Handbuch d. Mineralogie" an, daß EKEBERG den Namen Gadolinit eingeführt hat. W. PETTERSON (Geol. Fören. Förh. B. XII) hat diese Angabe berichtigt: EKEBERG nannte das Mineral „Yttersten", während der Name *Gadolinit* zuerst von KLAPROTH vorgeschlagen wurde.

[2] Reise i Lister og Mandals Amt 1839. Nyt Mag. f. Naturv. B. 2.

[3] Pogg. Ann. *51* (1840) und *56* (1842). N. J. f. Min. 1844, S. 75 und 1861, S. 134.

[4] Gaea Norvegica, S. 313.

[5] Vid. Selsk. Forh. Kristiania 1864, S. 1.

[6] Ann. Chim. Phys. 4 Ser. XVIII, 1869.

einen großen aber ziemlich rauhen Krystall in Kragerö erworben, für welchen Telemarken als Fundort aufgegeben wurde. In den späteren Jahren sind mehrere Fundorte in Telemarken entdeckt: in Tördal, bei Bandaksvand und in Fyrrisdal.

Vorkommnisse von Gadolinit in Norwegen.

a. Gebiet westlich von Lindesnæs.

1. *Hitterö* liegt etwa 8 Km. südlich von der Stadt Flekkefjord und bildet die nordwestliche Begrenzung des Listerfjords. Durch den ganz schmalen Hitterösund vom Festlande getrennt ist die Insel durch eine von Süden tief eingehende Bucht, *Rasvåg*, in einen kleineren westlichen und einen größeren östlichen Teil gespaltet. Nach dem Aufbau des Felsbodens von Norit und Labradorfels gehört die Insel dem großen prekambrischen Eruptivgebiet zwischen *Ekersund* und *Farsund*. Die mittel- bis grobkörnigen Tiefengesteinen der Norit- und Labradorfelsreihe sind im östlichen Teil der Insel von zahlreichen, zum Teil großen Granitpegmatitgänge durchsetzt. Die Gänge sind im allgemeinen liegend und sind, wie schon von SCHEERER bemerkt, durch ihre lichte Farbe gegen die dunklen Norite und Labradorfelse schön hervortretend. Es ist übrigens genügend auf die hervorragende Darstellung SCHEERER's über die Granitpegmatitgänge auf Hitterö und ihre Mineraliengesellschaft hinzuweisen.

Im Laufe der Zeit ist eine große Anzahl dieser Granitpegmatitgänge auf Feldspat getrieben, und in mehreren Feldspatbrüchen ist Gadolinit gefunden. Folgende Lokalitäten sind im Mineralogischen Museum der Universität, Kristiania, vertreten: *Rasvåg, Urstad, Veisdal, Medåsen, Igeltjern*. Auch in einem kleinen, nicht getriebenen Gange nahe bei *Eide* kommt Gadolinit vor (J. SCHETELIG 1906). In den späteren Jahren sind mehrere der Brüche ausgebeutet, und der Feldspatbetrieb auf Hitterö ist im großen und ganzen zurückgegangen. Einige der Gänge werden doch gelegentlich wegen der seltenen Mineralien getrieben. Die Gadolinitvorvomnisse sind allerdings nicht erschöpft; *Bergens Museum* hat z. B. vor einigen Jahren eine prächtige Samlung Gadolinitkrystalle, die sowohl durch Schönheit als Größe ausgezeichnet waren, erworben.

Die besten Krystalle des Gadolinits von Hitterö befinden sich wahrscheinlich in der mineralogischen Abteilung des Reichsmuseums in Stockholm, und haben EICHSTÄDT[1] als Material für die Bestimmung des Krystallsystems und der krystallographischen Konstanten des Gadolinits gedient.

Die ganz große Auswahl von Krystallen des Hitterögadolinits, die im Besitze des Mineralogischen Museums, Kristiania, sind, hat als Material für die hier mitgeteilten Untersuchungen gedient.

---

[1] Bihang Vet. Akad. Handl. *10*, No. 18. Stockholm 1885.

Unter den Krystallen des Gadolinits von Hitterö kann man zweckmäßig drei verschiedenen Krystalltypen unterscheiden:

1. Kleine, schön entwickelten und formenreichen Krystalle, die vereinzelt im Quartz und Feldspat eingewachsen sind. Diese stammen aus der relativ feinkörnigen Grenzzone des Ganges, oft aus der äußeren Grenzschicht des Schriftgranits. Die Krystalle sind ringsum entwickelt und zeigen formenreiche Kombinationen, mit einem deutlichen Streben nach dem Kugelgestalt. Sie sind selten nach einer der Achsen ausgezogen und zeigen auch nicht häufig pyramidalen Habitus.
2. Mittelgroße Krystalle, auch in Quarz und Feldspat eingewachsen, aus der mehr grobkörnigen Gangmitte; im allgemeinen sind mehrere Krystalle drusenartig zusammenkrystallisiert, und dadurch sind die einzelnen Krystalle im Wachstum gehindert. Diese Krystalle sind am häufigsten dickprismatisch entwickelt, nur einzeitig terminalbegrenzt und von {001} abgestumpft (Tab. XV Fig. 2). Sie zeigen teils einfache Kombinationen z. B. pyramidale Krystalle mit {110}, {111} und {$\bar{1}$11}, teils und gar nicht selten formenreichere Kombinationen in Analogi mit den kleinen Krystallen. Fig. 12, nach EICHSTÄDT, zeigt eine formenreiche Kombination mit pyramidalem Habitus, die ziemlich häufig unter Krystallen mittlerer Größe auftritt.

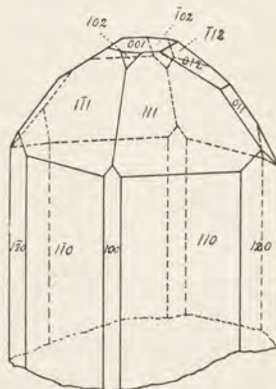


Fig. 12.

3. Krystalle, die in oder gegen Glimmer krystallisieren, sind am häufigsten nach *c* ausgezogen und nach einer der Flächen des Hauptprismas {110} tafelig abgeplattet. Sie sind selten gut entwickelt, im allgemeinen verzerrt und deformiert. Einfache Kombination ist der Regel: {110} {$\bar{1}$11} {001}, untergeordnet kommen auch die Formen {111} {102} {012} vor. Krystalle von dieser Typus stammen aus der riesenkörnige Gangmitte und können sehr große Dimensionen erreichen.

Die kleinen Krystalle, die aus der mittelkörnigen Ganggrenze stammen, sind sehr früh auskrystallisiert und daher immer älter als die angrenzenden Mineralien: Quarz, Feldspat und Muscovit, die die Gadolinitkrystalle mit einer deutlichen Krystallisationskorona umgeben.

Wie gesagt zeigen die kleinen Krystalle formenreiche Kombinationen. Nach Durchmusterung einer großen Anzahl von Krystallen habe ich die untenstehende Tabelle über die Häufigkeit des Auftretens der verschiedenen Formen aufgestellt:

Fast immer entwickelt:	{110} {111} {$\bar{1}$11}.
Sehr häufig entwickelt:	{001} {012} {011} {100}.
Etwas seltener entwickelt:	{021} {120} {102} {$\bar{1}$12} {112} {$\bar{1}$02}.
Selten entwickelt:	{$\bar{1}$22} {$\bar{1}$21} {$\bar{1}$01} {010}.

Die wichtigsten Typen und Kombinationen des Hitterögadolinits sind in der erwähnten Abhandlung von Hj. Sjögren abgebildet, an welche ich hier verweisen möchte. Fig. 13 und Fig. 14 zeigen zwei Krystalle von Hitterö, beiderseitig terminalbegrenzt und mit etwas ungewöhnlichen und flächenreichen Kombinationen. Der Habitus ist deutlich monoklin.

Fig. 13.

Fig. 14.

Die größeren Krystalle sind auch im allgemeinen früh auskrystallisiert, zeigen aber doch ziemlich häufig eine gleichzeitige Krystallisation gegen Glimmer, Quarz und Feldspat. Die treppenstufenartige Deformation der Gadolinitkrystalle, die in oder gegen Glimmer gewachsen sind und auf

Fig. 15.

welche Scheerer schon aufmerksam gemacht hat[1], gibt Kenntnis von der gleichzeitigen Krystallisation der beiden Mineralien. Quarz und Feldspat sind in der Regel jünger als Gadolinit, zuweilen aber hat eine gleichzeitige Krystallisation stattgefunden. Gadolinitkrystalle enthalten somit nicht selten Einschlüsse von Quarz und Feldspat; im Querschnitt erinnert die Struktur gewissermaßen an Pegmatitverwachsung (Fig. 15). Ich habe auch beobachtet,

[1] L. c.

daß äußerlich schön entwickelte Gadolinitkrystalle als eine Hülle mit innen entwickelter Flächen einen großen Kern von Quarz und Feldspat in zufälliger Orientierung einschließen. (Fig. 16).

Das Mineralogische Museum besitzt zwei große Gadolinitkrystalle von Hitterö; beide sind gegen Glimmer krystailisiert und deshalb rauh. Einige Formen sind doch erkennbar. Der eine, von Gewicht 6,3 Kg., ist nach *c'* ausgezogen und zeigt als erkennbare Formen {110} {111} {$\bar{1}$11} {001}. Der andere, von Gewicht 7 Kg., ist tafelig nach {110} entwickelt, {110} und {111} sind erkennbar. Die übrigen Formen sind untergeordnet.



Fig. 16.

Was die Entscheidung der Vorder- und Hinterseite der Gadolinitkrystalle anbelangt, soll bemerkt werden, daß Eichstädt[1] darauf aufmerksam gemacht hat, daß die Formen {$\bar{1}$21} {$\bar{1}$22} und {$\bar{1}$02} auf der Hinterseite, also als positive Formen, im allgemeinen auftreten. Eichstädt hat dies in 18 von 20 Fällen gefunden, und betont ausdrücklich, daß diese Formen *nur* als positive auftreten. Meine eigene Durchmusterung des Materials von Gadolinit im Mineralogishen Museum, Kristiania, hat die Behauptung Eichstädts in betreff der Formen {$\bar{1}$21} und {$\bar{1}$22} bestätigt.

Die Paragenesis des Gadolinits auf den Pegmatitgängen von Hitterö ist die bekannte: Malakon, Xenotim, Orthit, Polykras und Blomstrandin. Euxenit und Monazit kommen sehr selten vor.

Dank den sorgfältigen und erschöpfenden Arbeiten von schwedischen Mineralogen und Chemikern über Gadolinit von Hitterö im Zeitraum 1880—1890 kennen wir die krystallographischen Konstanten, die physikalischen und optischen Eigenschaften und die chemische Zusammensetzung dieses Gadolinits mit hinreichender Genauigkeit. Meine eigene Untersuchungen über Gadolinit von Hitterö haben nur die Resultate der schwedischen Forschern bestätigt. Viel neues habe ich nicht gefunden. Ich beschränke mich des-

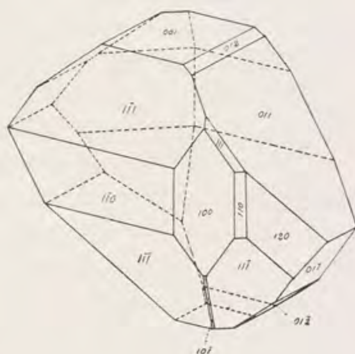
[1] Bihang Sv. Vet. Akad. Handl. B. 10, No. 18.

halb bei dieser Gelegenheit, nach der Beschreibung der verschiedenen norwegischen Gadolinitvorkommnisse, unten einen kurzen Referat der ermittelten Ergebnisse betreffs des Gadolinits von Hitterö mitzuteilen.

2. *Eigeland* im Kirchspiel Herred an der Südseite der Mündung des Feddefjords, 7 Km. östlich von Hitterö, ist der Fundort des von P. WAAGE[1] in 1864 beschriebenen Gadolinitkrystalls. Auf Grundlage der Messungen an diesem schön ausgebildeten Krystalle hat WAAGE sich für die Zugehörigkeit des Gadolinits zum monoklinen Krystallsystem ausgesprochen. Derselbe Krystall wurde später nochmals von W. C. BRÖGGER sehr sorgfältig gemessen, und die Winkelwerte BRÖGGERS, die er SJÖGREN und EICHSTÄDT zur Verfügung gestellt hat, zeigen evident die monokline Symmetrie des Gadolinitkrystalls von Eigeland.

Der genannte Krystall ist ringsum mit dem für die in Feldspat eingewachsenen Krystalle gewöhnlichen, kurzprismatischen Habitus entwickelt und zeigt die folgende Kombination.

{110} {111} {$\bar{1}$11} {100} {001} {012} {011} {$\bar{1}$12} {$\bar{1}$01}. (Fig. 17).


Fig. 17.

Von demselben Fundort ist auch eine Stufe, gleichfalls von WAAGE gesammelt, mit einem in Feldspat sitzenden, etwas größeren Krystall mit demselben Habitus; die Kombination aber ist eine andere, und auch einige andere Formen treten auf:

{110} {$\bar{1}$02} {$\bar{1}$11} {$\bar{1}$21} {001} {012} {011} {111} {102}.

Eine andere Stufe von Eigeland zeigt nur einen abgebrochenen Krystall in Feldspat.

Der schönste unter den größeren Krystallen im Mineralogischen Museum, Kristiania, von welchem Tab. XIV, Fig 1 eine Abbildung in natürlicher Größe zeigt, ist gleichfalls von WAAGE an demselben Fundort gesammelt. Die Kombination ist einfach; Hauptformen sind: {110}, {111} und {$\bar{1}$11}; untergeordnet treten auch {011} und {$\bar{1}$21} auf.

3. *Ollestad* im Kirchspiel Hæskestad, nahe bei Ueland Station an der Flekkefjordbahn. Die Paragenesis zeigt die nahe Verwandtschaft des Pegmatitganges bei Ollestad mit den Hitterögängen.

In der breiten, schriftgranitischen Grenzzone kommen Malakon, Orthit, Monazit und Polykras vor; in der riesenkörnigen Gangmitte sind Gadolinit, Beryll und grosse Krystalle von Topas gefunden. Der Gadolinit tritt am meisten in der oligoklas- und muscovitreichen Partie des Ganges, zum Teil

[1] L. c.

in großen (über 1 Kg. schweren) Krystallen und Krystallstöcken, äußerlich rotbraun von Eisenoxyd und -hydroxyd gefärbt, auf. Die größeren Krystalle zeigen allgemein einfache Kombinationen. Sie sind prismatisch nach *c* ausgezogen mit den Formen: {110} {$\bar{1}$11} {011} oder {012}. {001} ist zuweilen als smale Streifen beobachtet.

Der beste Krystall von Ollestad zeigt eine Entwicklung analog mit einem gewöhnlichen Typus von Hitterö. Die Formen, nach Größe geordnet, sind folgende: {110} {$\bar{1}$11} {001} {011} {100} {$\bar{1}$12}. Einige kleinen Krystalle (von J. SCHETELTG 1906 gesammelt) waren alle in Feldspat eingewachsen; auch diese waren äußerlich stark zersetzt mit einer rotbraunen Oxydationshaut und matten, unebenen Flächen. Im Habitus sind sie gleich den kleinen eingewachsenen Hitterökrystallen: kurzprismatische, formenreiche Krystalle mit Annäherung an die ellipsoidische Gestalt. Die beobachteten Formen sind: {110} {$\bar{1}$11} {111} {102} {001} {012} {011} {$\bar{1}$12} {112} {021}. Die drei letzten sind selten, die übrigen allgemein.

Der Gadolinit von Ollestad zeigt sich in Dünnschliffen anisotrop. Der Kern ist einheitlich grün gefärbt und zwar bedeutend dunkler als die hellgelbgrüne Farbe des frischesten Gadolinits von Hitterö (Fig. 23). Oberflächlich ist die grüne Kernsubstanz von einer schmalen, stark rotbraun gefärbten Hülle umgeben. Die Grenze zwischen Hülle und Kern ist etwas zackig und lappig mit traubenbüschelförmigen Anschwellungen der braunen Substanz in die grüne. Nach meiner Meinung ist die braune Hülle durch oberflächliche Oxydation der grünen Gadolinitsubstanz hervorgegangen. Hie und da ist auch die grüne Substanz längs Sprüngen in der braunen umgewandelt. Übrigens werden die optischen Verhältnisse unten etwas näher besprochen.

4. *Eitland* liegt etwas westlich von Lindesnæs auf der Halbinsel zwischen Grönsfjord und Rosfjord. Von diesem Fundort besitzt das Mineralog. Museum drei Stufen, von P. WAAGE eingesammelt, mit Gadolinit von dem gewöhnlichen Hitterötypus. Eine Stufe zeigt einem etwa 1 cm. langen, ganz schönenKrystall, etwas nach *c* ausgezogen. Die beobachteten Formen sind:

{110} {$\bar{1}$11} {100} {001} {111} {$\bar{1}$02} {$\bar{1}$12} {$\bar{1}$22} {$\bar{1}$21} {012} {011}.

Ein ganz kleiner Krystall in Feldspat zeigt die Formen:

{110} {$\bar{1}$11} {100} {001} {111} {102}.

Die dritte Stufe zeigt nur einen rauhen Krystall ohne bestimmbare Begrenzungselemente.

Vielleicht stammt der Gadolinit, der von G. TSCHERNIK 1905 analysiert und mit der Lokalität: „Insel in der Nähe von Lindesnäs“ bezeichnet ist, eben von dem Fundort Eitland.

b. Iveland und Evje, Sætersdalen.

Im nördlichen Teil des Kirchspiels Iveland (und zwar auch in den angrenzenden Teilen von Evje) ist Gadolinit ziemlich allgemein auf den granitischen Pegmatitgängen verbreitet, und kommt zuweilen in solchen großen Massen vor, daß mehrere Feldspatbrüche hauptsächlich wegen des Gadolinits getrieben wurden; z. Beispiel wurde im Winter 1906 in einer der kleinen Feldspatbrüche am Hofe Frikstad etwa 600 Kg. Gadolinit gewonnen. Selbst habe ich gesehen, daß in einem anderen Bruch am Frikstad eine Masse Gadolinit von Gewicht etwa 120 Kg. in einem Schosse herausgenommen wurde.

5. *Frikstad* ist der Hauptfundort des Gadolinits in Iveland. Im Waldgebiet des Hofes ist der Felsbodens wie sonst in Iveland von metamorphen gabbroiden, und im allgemeinen amphibolitischen Gesteinen aufgebaut. Diese dunklen Gesteine sind von einer Schar granitischer Pegmatitgänge durchsetzt. Die Gänge sind durch eine Reihe von kleineren Feldspatbrüchen aufgeschlossen. Neben Gadolinit kommen Priorit, Polykras, Topas und blauer Apatit vor. Von den seltenen Mineralien ist Gadolinit am häufigsten und ist in sehr bedeutenden Quantitäten gewonnen. Ich möchte die Gänge an Frikstad in dieser Hinsicht mit dem amerikanischen Fundort in Llano Co., Texas, vergleichen. Genaue Angaben fehlen zwar; ich möchte aber annehmen, daß die Gadolinitproduktion von den Pegmatitgängen an Frikstad im Ganzen mehrere tausend Kg. ausgemacht hat. Zur Zeit hat der Betrieb ganz aufgehört.

Die größeren Krystalle von Frikstad sind am meisten in Glimmer eingewachsen und deshalb rauh und deformiert. Sie bieten geringes Interesse. Die gewöhnliche Kombination ist einfach: {110}, {111}, {001}, {$\bar{1}$11}. Zuweilen treten auch folgende Formen auf: {012} {$\bar{1}$12} {$\bar{1}$21} {011} und {100}.

Ein gutes Material von ganz kleinen Krystalle haben J. Schetelig (1906) und Olaf Andersen (1910) an Frikstad gesammelt. Die Krystalle sind in Quarz und Feldspat eingewachsen, ringsum entwickelt, und stammen aus der mehr feinkörnigen Ganggrenze. Sie erinnern an den kleinen formenreichen Krystallen von Hitterö. Es werden hier einige Beispiele der auftretenden Kombinationen angeführt:

{100}, {110} {111} {$\bar{1}$11} {011} {012}.
Habitus spitz-pyramidal, etwas nach *c'* ausgezogen.

{100} {110} {111} {101} {112} {001} {012} {011} {$\bar{1}$21} {$\bar{1}$11}.
Habitus pyramidal, abgestumpft von einer kleinen Basisfläche.

Im Ganzen sind folgende Formen beobabhtet:

{100} {001} {010} {110} {120} {021} {011} {012} {101} {102} {111}
{$\bar{1}$11} {112} {$\bar{1}$12} {$\bar{1}$21} {$\bar{1}$22}

Die Formen sind dieselben, die gewöhnlich an den Krystallen von Hitterö auftreten.

An einem größeren Krystall[1], prismatisch nach $\acute{c}$ ausgezogen und von (001) abgestumpft mit der Kombination:

{110} {111} {$\bar{1}$21} {$\bar{1}$11} {001} {012} {011} {021}

wurde mit dem Anlegegoniometer gemessen:

	Gemessen:	EICHSTÄDT berechnet:
(111):(001)	67°	67° 41′
($\bar{1}$11):(001)	69°	68° 30′

Der Gadolinit von Frikstad ist tief grünschwarz mit starkem, etwas fettartigem Glanz. Im Dünnschliff zeigt er sich völlig anisotrop; die Farbe ist etwas dunkelgrün; Pleochroismus nicht wahrnehmbar. Nur winzige Spuren von einer tiefbraunen, etwas umgewandelten Substanz wurden in den Schliffen als traubenbüschelförmige Anhäufungen längs Sprüngen beobachtet. Übrigens stimmen die optischen Eigenschaften mit denen des Hitterögadolinits überein. Beim Erhitzen zeigt er nur sehr schwache Verglimmung. Eine Analyse des Gadolinits von Frikstad ist in liebenswürdiger Weise von Herrn A. RÖDLAND ausgeführt und unten angeführt.

6. *Birkeland* ist ein Hof, etwa 1½ km. östlich von Frikstad. In einem ziemlich großen Feldspatbruch an diesem Hofe ist recht viel Gadolinit gefunden. Von anderen Mineralien kommen Topas, Lepidolith und Wismutglanz vor. Der Lepidolith von Birkeland ist das einzige auf den norwegischen Granitpegmatitgängen gefundene Lithiummineral.

Von Herrn OLAUS THORTVEIT, Iveland, hat das Mineralog. Museum eine gute und recht interessante Sammlung von Gadolinitkrystallen als Geschenk erhalten.

Am schönsten ist eine Stufe mit einem beiderseits terminalbegrenzten Gadolinitkrystal, der in Kalifeldspat eingewachsen ist. Die Dimensionen sind 4 cm. × 2,5 cm. × 1 cm. Die Kombination ist die folgende: {110} {111} {$\bar{1}$11} {001} {012} {011} {021} {$\bar{1}$21} {120}. Pl. XV, Fig. 3 zeigt eine verkleinerte photographische Aufnahme der Stufe.

Von Interesse sind die zum Teil großen plattenförmigen Krystallstöcke von parallelorientierten Gadolinitkrystallen, die recht häufig an Birkeland gefunden sind. (Taf. XIV Fig. 2 und Taf. XV Fig. 1). Die einzelnen Individuen sind nach $\acute{c}$ prismatisch ausgezogen und nebeneinander // (010) verwachsen. Sie sind beiderseitig terminalbegrenzt. Die Hauptformen sind {110}

[1] Später hat das Mineralogische Museum eine kleine Sammlung von größeren, ziemlich gut entwickelten Krystallen von Frikstad durch Herrn A. GULDBERG erworben. Die Krystalle, dessen Flächen zum Teil rein schwarz und glänzend sind, zeigen Hitterötypus. Die Formen {$\bar{1}$21} und {$\bar{1}$22} treten nur als positive auf.

{111} {$\bar{1}$11}; allgemein entwickelt sind auch {100} {001} {$\bar{1}$02} {$\bar{1}$21} {012 {011}. Dazu kommen auch zuweilen {$\bar{1}$22} {$\bar{1}$12} {102} und {120}. {010} ist sehr selten.

Die genannten Krystalle sind äußerlich teils tiefbraun, teils hellbraun mit glänzenden Flächen. Die Substanz im Inneren der Krystalle ist tief schwarzgrün mit Stich ins Braune.

In orientierten Dünnschliffen wurde u. d. M. beobachtet, daß der Gadolinit von Birkeland durchgehends anisotrop und teils grün, teils braun gefärbt ist. Die grüne Substanz — wie am Hitterögadolinit von W. PETTERSON nachgewiesen — repräsentiert den ursprünglichen, frischen Gadolinit, während die lichtbraune Substanz das erste Umwandlungsstadium ist. Im Schnitt // (010) wurden die Auslöschungsschiefe gemessen:

Grüne Substanz: $c\gamma = 7{,}5^\circ$
Braune Substanz: $c\gamma = 13^\circ$.

7. *Vådne* ist ein Hof westlich von Frikstad, an einem Waldwege nach Evje. Von diesem Fundort wurden von P. SCHEI (1905) rauhe Krystalle und Stücke von Gadolinit gesammelt. Das Material bietet kein krystallographisches Interesse.

Die Farbe des Gadolinits von Vådne ist tiefschwarz. Bruch muschelig. Im Dünnschliff ist er durchsichtig mit dunkelgrüner Farbe und nahezu vollkommen isotrop, die äußere braune Oxydationshaut ist doch anisotrop. Beim Erhitzen zeigt er eine sehr starke, prachtvolle Verglimmung. Nach der Abkühlung wird die Farbe graugrün. Im Dünnschliff des verglimmten Gadolinits ist die Farbe hell weißgrau. Die vollkommen anisotrope und ziemlich einheitliche Substanz ist von einer Unmenge Sprüngen durchsetzt. Eine Andeutung von Schalenbau ist hie und da wahrzunehmen.

8, 9, 10. An den Höfen *Kåbuland, Eptevand* und *Mölland* ist auch Gadolinit in einigen Feldspatbrüchen gefunden, z. T. in größeren Mengen. Das Mineralog. Museum besitzt von diesen Fundorten nur derbe Stücke und rauhe Krystalle, die äußerlich stark verrostet sind.

11. *Ivedal* ist ein Hof südlich von der Kirche in Iveland, und an diesem Hofe liegt ein kleiner Feldspatbruch dicht an der Landstraße. Hier sind Gadolinit, Orthit, Fergusonit und Alvit (Högtveitit[1]) gefunden. Von Gadolinit sind nur Krystalle von mäßiger Größe gefunden (etwa 5 cm. Länge). Die Krystalle sind äußerlich schwarz mit glänzenden Flächen und scharfen Kanten. Die äußere Haut ist unverändert und hart, aber außerordentlich dünn, und bedeckt wie ein Harnisch einen stark verwitterten und lockeren etwa 1—2 mm. dicken Schicht, rotbraun von ausschiedenem Eisenoxyd gefärbt. Der Kern ist tiefschwarz mit muscheligem Bruch. Die beobachteten Formen sind die gewöhnlichen:

{110} {111} {$\bar{1}$11} {100} {001} {012} {011} {021}
{$\bar{1}$12} {$\bar{1}$22} {$\bar{1}$21} {$\bar{1}$02} {120} {010}.

[1] Siehe Anhang zum Band I, S. 144.

Fraglich ist $\{\bar{1}13\}$ (?).

Im Dünnschliff zeigt dieser Gadolinit, der vollkommen anistrop ist, einen schwach hellgrünen Kern, der von einer äußeren, braunen Oxidationshaut umgeben ist. Die Grenze ist unregelmäßig und zackig. Die rotbraune Substanz setzt längs Sprüngen in die grüne fort. Zwischen gekreuzten Nikols zeigt die grüne Substanz einen regelmäßigen Schalenbau, und scheint von krystallographisch orientierten Hüllen mit abwechselnd stärkerer und schwächerer Doppelbrechung aufgebaut zu sein.

12. *Nateland* ist der Fundort von Chrysoberyll[1]. Neben diesem Mineral kommt auch Gadolinit vor. Gadolinit ist älter als Chrysoberyll. Ein etwa zollgroßer Krystall ist innen tiefschwarzgrün; die Haut ist rostbraun. Die auftretenden Formen sind die gewöhnlichen.

13. *Ås* liegt im Kirchspiel Evje. In einem Feldspatbruch an diesem Hofe hat P. Schei Gadolinit gefunden.

c. Zerstreute Fundorte.

14. *Malö* bei Grimstad. Der Gadolinit von diesem Fundort, der von W. Petterson[2] analysiert und beschrieben ist, ist ausschließlich im Riksmuseum, Stockholm, vertreten. Die Analyse ist unten angeführt. Im Riksmuseum, Stockholm, befinden sich reine, derbe Stücke von schwarzer Farbe und mit muscheligem Bruch. Enthält Bitumen und gibt B-Reaktion. Zeigt kein Verglimmen, dekrepitiert aber beim Erhitzen. In Dünnschliffen zeigt er sich farblos und isotrop mit feinen Sprüngen. Nach Petterson zeigt die mikroskopische Untersuchung, daß dieser Gadolinit eine weit fortgeschrittene Umwandlung erlitten hat. FeO ist ausgelaugt und als Magnetit abgesetzt. Das niedrige spez. Gewicht (4.02) und der hohe Gehalt an H_2O (3,36 %) zeigen dasselbe. Der Gehalt an Ce_2O_3 ist höher als im Gadolinit von Hitterö und Frikstad, niedriger aber als im Gadolinit von Fyrrisdal.

Bei einem Aufenthalt in Grimstad im Sommer 1915 habe ich auf den beiden Inseln (äußere und innere *Malö*) nach dem Fundort dieses Gadolinits gesucht, aber ohne Erfolg. Einige kleinere Granitpegmatitgänge waren zwar auf Feldspat getrieben; von Gadolinit fand ich aber keine Spur.

15. *Haneholmen* bei Tvedestrand ist von Th. Scheerer als Fundort des Gadolinits erwähnt[3].

Im Mineralog. Museum, Kristiania, ist dieser Fundort nicht vertreten.

---

[1] J. Schetelig: Mineralogische Studien I, Norsk Geol. Tidsskrift II, No. 9, S. 1.

[2] Geol. Fören. Förh. *12* 1890. 275—347.

[3] Nyt Mag. f. Naturv. *4*, 126, N. J. f. Min. 1843, 631.

Scheerer nennt, daß er auf Haneholmen ein schwarzes Mineral gefunden hat, das entweder Gadolinit oder Allanit sein möchte. Ich möchte annehmen, daß das Mineral am nächsten Allanit wäre.

Ranvik bei Risör ist von Brögger in der Einleitung zu Band I als Fundort von Gadolinit genannt. Mineralog. Museum besitzt zwei derbe Stücke eines tiefschwarzen, gadolinitähnlichen Minerals — von Herrn Herm. Jensen, Risør, geschenkt. Bruch ist muschelig. Äußerlich ist das Mineral mit einer Rosthaut bedeckt.

Im Dünnschliff zeigt es sich völlig isotrop. Die Farbe ist schmutzig grünbraun.

Das spez. Gewicht wurde zu 3,45 bestimmt und zeigt, *daß das Mineral zum Orthit gehört und kein Gadolinit ist.* Beim Erhitzen bläht sich das Mineral sehr stark auf zu einer lichtgrauen, schwämmigen, bimpsteinartigen Masse.

16. *Bandaksvand,* Telemarken, wurde als Fundort eines Bruchstückes von einem schönen, großen Gadolinitkrystall aufgegeben, der mir vor einigen Jahren zur Bestimmung eingesandt war.

Der Krystall zeigt die Kombination:

$$\{110\}\ \{001\}\ \{111\}\ \{\bar{1}11\}\ \{012\}\ \{011\}.$$

Mit Anlegegoniometer wurde gemessen:

		Eichstädt
$(\bar{1}11):(001)$	ca. 69°	68,5°
$(001):(012)$	ca. 34°	33,5°
$(001):(011)$	ca. 55°	54°
$(111):(110)$	ca. 23°	22°

An dem abgebrochenen Ende ist ein Kern mit etwas unregelmäßiger Begrenzung von einer äußeren Rinde leicht zu unterscheiden. Die Kernsubstanz ist tief schwarzgrün, stark glänzend und mit muscheligem Bruch. Die Rinde zeigt unebenen Bruch, und die Farbe ist grauschwarz mit Stich ins Grüne.

17. Bei einem Mineralsamler in Kragerö hatte ich einmal Gelegenheit einen ziemlich großen aber rauhen Krystall von Gadolinit für Mineralog. Museum zu erwerben. Als Fundort wurde *Telemarken* aufgegeben, und wahrscheinlich stammt dieser Krystall von Drangedal oder Tördal, NW von Kragerö.

Dieser Krystall zeigt wegen der großen Entwicklung von $\{100\}$ einen ungewöhnlichen Habitus. Die übrigen erkennbaren Formen sind: $\{111\}$ $\{110\}$ $\{021\}$. Die Hinterseite zeigt keine Flächen wegen der Krystallisation gegen Glimmer.

18. *Tördal,* Telemarken. Vor einigen Jahren habe ich von Herrn Dr. Ing. Otto Falkenberg zwei Stücke mit Gadolinit von einem Pegmatitgang in Tördal (zwischen Drangedal und Nisservand) zur Bestimmung bekommen. An dem einen Stück sitzt ein abgebrochener rauher Krystall von Gadolinit in Plagioklas eingewachsen. An einer Ecke sind folgende Formen erkennbar: $\{\bar{1}11\}$ $\{\bar{1}12\}$ $\{\bar{1}22\}$ $\{011\}$ $\{012\}$ und $\{001\}$. $\{110\}$ ist deformiert und zeigt Streifung // *c*. Die Substanz ist pechschwarz, zeigt kleinmuscheligen Bruch und ist von zahlreichen Sprüngen durchsetzt. Das andere Stück

besteht ausschließlich aus Gadolinit, äußerlich stark verrostet, ohne erkennbare Krystallflächen. Am frischen Bruch ist die Farbe tief grünschwarz.

In einem zufällig orientierten Dünnschliff des pechschwarzen Krystalls sieht man teils hellgrüne, teils braune Gadolinitsubstanz. Der innere Kern ist grün, die äußere, ziemlich dicke Hülle ist braun. Die grüne Farbe ist kräftiger rein grün als die Farbe des frischesten, gelbgrünen Gadolinits von Hitterö und Birkeland. Der Gadolinit von Tördal ist etwas umgewandelt. Die Grenze zwischen grün und braun ist uneben; die braune Substanz zeigt traubenbüschelförmige Aufquellungen auf Kosten des Grünen, in welcher auch Ausläufer längs Sprüngen hervordringen. Die braune Farbe ist intensiv rotbraun — eben in der nächsten Umgebung der Grenze, während in einigem Abstand davon die Substanz licht hellbraun bis nahezu farblos erscheint. Die grüne und die braune Substanz zeigen sich völlig anisotrop, doch mit etwas verschiedener Auslöschung. Die Verglimmung ist mäßig lebhaft. Im Dünnschliff zeigt sich der verglimmte Gadolinit völlig homogen, ganz farblos oder etwas graulich. Die Doppelbrechung scheint einen höheren Wert zu haben.

19. *Fyrrisdal*, Telemarken, ist Fundort von Gadolinit mit außergewöhnlich hohem Gehalt an Ceritoxyden. (Siehe Analyse S. 120).

Gadolinitkrystalle von diesem Fundort wurden Herrn Professor W. C. Brögger im Jahre 1914 zur Untersuchung übergeben, und Brögger hat mir den folgenden Bericht für diese Zusammenstellung überlassen.

Brögger schreibt: „Im Jahre 1914 brachte mir Herr Chemiker Einar Bergve ein kleines Material von schwarzen Krystallen eines gadolinitähnlichen Minerals von einem Pegmatitgang in Fyrrisdal, aufgeschlossen an der Ostseite des Sees Fyrrisvand, etwa 2 Km. von Fyrrisdal (Moland) Kirche in Telemarken.

Das Mineral ist pechschwarz, glänzend in den muschelig splitterigen Bruchflächen, welche schon dadurch den metamikten, amorphen Charakter des Minerals angeben. Der größte Krystall ist etwa 2 bis 3 cm. im Durchschnitt; von dem Finder wurde aber mitgeteilt, daß große, mehrere Kilogram schwere Massen desselben Minerals an dem Gang ausgebrochen waren, die später als Gadolinit für industrielle Zwecke verkauft wurden.

Die Krystalle waren zum Teil an den Flächen von Muscovit bedeckt, saßen übrigens in Feldspat und Quarz. Die Flächen waren nur teilweise eben, leider aber zu matt um mit Reflexionsgoniometer gemessen zu werden. Die Messungen mit Anlegegoniometer waren auch meistens zu wenig scharf um ein genaues Achsenverhältnis daraus zu berechnen".

Die Ausbildung der Krystalle ist ausgesprochen monoklin. Die orientierenden Messungen zeigten, daß auf einem, demjenigen des Gadolinits entsprechenden Axenverhältnis folgende Formen auftreten:

$$c\{001\},\ w\{012\},\ q\{011\},\ y\{021\},\ n\{110\},\ o\{\bar{1}11\}.$$

Diese Formen traten auf sämtlichen (7) vorhandenen Krystallbruchstücken auf. Außerdem fand sich auf je einem Krystall eine Fläche von:

$\gamma\,\{\bar{1}12\}$ und $f\{\bar{1}21\}$.

Die beiden letzten Formen sind nur durch die Zonenverbände bestimmt.

Auffallend ist im Vergleich mit Krystallen des Gadolinit von z. B. Hitterötypus der ganz ausgesprochene monokline Habitus der Krystalle, welchen durch die Figuren (Fig. 18 und 19) ganz evident hervortritt. Die monokline Ausbildung kommt zum Vorschein durch die völlige Abwesenheit

Fig. 18.

Fig. 19.

von $p\,\{111\}$, die an den meisten norwegischen Gadoliniten eben so häufig ist als $o\,\{\bar{1}11\}$. Durch die starke Ausbildung der Zone [100] erinnert der Gadolinit von Fyrrisdal stark an dem Ytterbytypus.

W. C. Brögger hat folgende Winkelmessungen mit dem Anlegegoniometer ausgeführt. Zum Vergleich sind daneben die entsprechenden Winkelwerte des Gadolinits bezogen auf das Achsenverhältnis von Eichstädt angeführt.

Buchstaben	Miller	Cergadolinit Fyrrisdal	Gadolinit nach Eichstädt
$n : n'''$	$110 : 1\bar{1}0$	63° 30′	64° 12′
$\gamma : \gamma'$	$\bar{1}12 : \bar{1}\bar{1}2$	65° 10′	66° 54,5′
$\gamma : n$	$\bar{1}12 : 110$	73° 50′	72° 58′
$n' : o$	$\bar{1}10 : \bar{1}11$	22° 14′	21° 58,5′
$o : o'$	$\bar{1}10 : \bar{1}\bar{1}1$	58° 20′	58° 53,5′
$o : w$	$\bar{1}11 : 012$	54° 8′	—
$o : q$	$\bar{1}11 : 011$	51° 57′	51° 56,5′
$o : y$	$\bar{1}11 : 021$	53° 45′	—
$w : w'$	$012 : 0\bar{1}2$	65° 10′	66° 54,5′
$w : q$	$012 : 011$	19° 20′	19° 26′
$q : y$	$011 : 021$	16° 40′	16° 23,5′
$n : n'$	$110 : \bar{1}10$	116° 30′	115° 48′

Die Dichte ist von M. Johnson-Höst bestimmt. Mittel von zwei Bestimmungen ist 4,22 (40° C).

Die niedrige Dichte entspricht der etwas vorgeschrittenen metamikten Umlagerung der Substanz. Im Dünnschliff eines Krystallbruchstückes sieht man eine gelblichbraune Rinde, die graubraune Kernsubstanz umhüllend. Sowohl die Rinde als der Kern sind von schwarzen, völlig undurchsichtigen Partien erfüllt; zuweilen ist die schwarze Substanz überwiegend. Der Kern ist zum Teil auch recht frei von schwarzen Partien und zeigt dann eine grünlich graubraune Farbe mit deutlichem Pleochroismus.

Zwischen gekreuzten Nikols erscheinen gewisse Partien des Kernes nahezu isotrop, die Rinde aber zeigt überall eine deutliche Doppelbrechung. Die Verglimmung beim Erhitzen ist mäßig lebhaft, und die Farbe der Substanz nach der Verglimmung ist deutlich heller, aber ziemlich dunkel graubraun.

In einem zufällig orientierten Dünnschliff ist die Kernsubstanz äußerst schwach gefärbt, von einem Netzwerk unzähliger Sprünge durchsetzt und stellenweise von schwarzen, opaken Einschlüssen erfüllt, die wahrscheinlich von ausgeschiedenem Eisenerz bestehen. Die verhältnissmäßig schmale, äußere Hülle ist schmutzig graubraun gefärbt. Die braune Substanz setzt als Ausläufer langs Sprüngen in dem Kerne fort. Die braune Hülle ist noch schwach doppelbrechend, während der Kern nahezu isotrop ist. Nur hie und da ist eine schwache Andeutung zur Erhellung des Gesichtsfeldes wahrnehmbar.

Im Dünnschliff zeigt sich der verglimmte Gadolinit hell graulich, völlig anisotrop mit starker Doppelbrechung und optisch negativ. Überreste der braunen Substanz sind am Rande ersichtlich. Die schwarzen Flecke — wahrscheinlich Magnetit — sind erhalten. Kleine Kanälchen und Bläschen deuten an das Entweichen von Gasen.

Der Finder des Gadolinits, Herr Ingenieur Einar Bergve hatte eine vorläufige chemische Untersuchung ausgeführt und dadurch konstatiert, daß die Ceritoxide in bedeutender Menge vorhanden waren. Er behauptete sogar, daß die Menge von $(Ce,La,Pr)_2O_3$ die Yttererden überwiegen möchten.

Im Glühverlust hatte er H_2O und CO_2 bestimmt. Nach der vollständigen Analyse von Herrn A. Rödland (siehe Seite 120) ist das molekuläre Verhältnis zwischen $\Sigma\ Y_2O_3$ und $\Sigma\ Ce_2O_3$ etwa 1,7 : 1. Der Gadolinit von Fyrrisdal gehört jedenfalls zu den Cerium-reichsten Gliedern, und ist alleinstehend unter den norwegischen Gadoliniten.

20. *Ånneröd* im Kirchspiel Våler bei Moss, ist als Fundort von Samarskit, Columbit, Bröggerit, Monazit, Beryll u. s. w. bekannt.

Vor einigen Jahren hat das Mineralogische Museum von Herrn H. Ånneröd einige Gadolinitkrystalle von diesem Fundort als Geschenk bekommen.

Die schönsten drei Krystalle sind drusenartig zusammengewachsen. Der größe hat die Dimensionen 4 cm. × 2,5 cm. × 1 cm. Die Krystalle sind

dunkelbraun in der Haut. Die innere Substanz ist auch dunkelbraun gefärbt. Strich ist hellbraun.

Die Krystalle sind nach $\acute{c}$ prismatisch ausgezogen mit der Kombination: {110} {111} {$\bar{1}$11} {001} {012} {011} {021}.

Im Dünnschliff zeigt sich dieser Gadolinit anisotrop, aber etwas umgewandelt. Der Kern ist teils braungrün teils hellbraun; die Hülle ist rotbraun.

21. *Rygge*, Smaalenene, südlich von Moss. Ohne nähere Fundortsangabe als Rygge (Kirchspiel) befindet sich im Mineralogischen Museum eine kleine Kollektion von meistens rauhen Krystallen von Gadolinit. Diese zeigen wegen Krystallisation gegen Glimmer die gewöhnliche treppenstufenartige Deformation der Flächen. Einige Krystalle sind ziemlich gut etwickelt; folgende Formen wurden beobachtet: {110} {111} {$\bar{1}$11} {112} {$\bar{1}$21} {001} {012} {011}.

Die Krystalle sind äußerlich braun und scheinen ziemlich stark zersetzt zu werden. Die Farbe ist z. T. hellbraun und die Flächen mit Eisenhydroxyd bedeckt.

22. Von *Halvorsröd* im Kirchspiel Råde liegt ein kleines Bruchstück eines rauhen Gadolinitkrystalls vor. Das Stück ist äußerlich stark verrostet; die Farbe ist braungrün, Bruch splitterig. Das Stück wurde von Herrn Bergingenieur F. MÅRTHÉN geschenkt und von ihm wurde Halvorsröd als Fundort aufgegeben.

23. Wie erwähnt in der Abhandlung über Thalenit von TH. VOGT kommt Gadolinit auch im nördlichen Norwegen in einem Feldspatbruch auf Hundholmen in Ofotenfjord vor und wurde dort eben von VOGT gefunden. Ich kann hier auf die Beschreibung, die VOGT von diesem Gadolinit gegeben hat, verweisen.

Krystallographische Eigenschaften.

Wie oben erwähnt, sind eigentlich keine neue Ergebnisse betreffs der Krystallographie des Gadolinits durch meine Bearbeitung des Materials in der Sammlung des Mineralogischen Museum, Kristiania, hervorgegangen. Ich beschränke mir deshalb hier ein kurzes Referat der Ergebnisse EICHSTÄDT's[1] zu geben.

Die Winkelmessungen EICHSTÄDTS sind ausschließlich an Krystallen von Hitterö ausgeführt, und folgende Formen wurden von ihm an diesem Gadolinit beobachtet:

[1] Fr. Eichstädt: Über das Krystallsystem und die krystallographischen Konstanten des Gadolinits. Bihang Kgl. Sv. Vet. Ak. Handl. B. 10, No. 18.

*c	{001}	*p	{111}	*f	$\{\bar{1}21\}$
*a	{001}	*o	$\{\bar{1}11\}$	*u	$\{\bar{1}22\}$
*b	{010}		$\{\bar{3}34\}$		{8.10.5}
*n	{110}	*γ	$\{\bar{1}12\}$		
*l	{120}		$\{\bar{2}25\}$		
*w	{012}	λ	{225}		
*q	{011}	K	{113}		
*y	{021}		$\{\bar{1}14\}$		
*s	{102}		{115}		
*t	$\{\bar{1}02\}$	P	{1.1.10}		

Die mit * bezeichneten Formen sind auch von mir beobachtet.

Einige der angeführten Formen mit komplizierten Symbolen sind allerdings fraglich, und jedenfalls sehr selten beobachtet. In HINTZE's Handbuch d. Mineralogie sind sie auch als fraglich angeführt.

HJ. SJÖGREN[1] gibt auch *v $(\bar{1}01)$, *β (112) und weiter (121) (122) $(\bar{1}23)$ (231) an. Das Auftreten von den negativen Prismen vierter Art: (121) und (122) wird von EICHSTÄDT bestritten, indem er behauptet, daß diese Formen nur als positive auftreten. Nach meiner genauen Durchmusterung des großen Materials von Gadolinit im hiesigen Museum möchte ich der Behauptung EICHSTÄDT's zustimmen. Die Formen $(\bar{1}01)$ und (112) aber sind auch von mir sicher beobachtet.

Ich möchte mit EICHSTÄDT die häufig auftretende, monokline Entwickelung der Krystalle hervorheben, indem die Formen $\{\bar{1}21\}$ und $\{\bar{1}22\}$ fast ausschließlich und $\{\bar{1}12\}$ sehr häufig nur auf der Hinterseite als positive Formen auftreten.

Es dürfte hier erwähnt werden, daß *die Gadolinitkrystalle von den meisten übrigen Fundorten in Norwegen genau dasselbe Formenkomplex aufweisen können, während die Krystalle von Ytterby und anderen schwedischen Vorkommisse andere Formen zeigen, die nie an norwegischen Gadolinitkrystallen beobachtet sind.*

Die einzige Ausnahme bildet der stark Ce-haltige Gadolinit von Fyrrisdal, der in seinem Habitus und Krystalltracht mehr an den Gadolinit von Ytterby erinnert.

Durch die Untersuchungen EICHSTÄDT's wurde die monokline Symmetrie des Gadolinits endgültig festgelegt.

Aus den Fundamentalwinkeln:

c : a	(001) : (100)	89° 26′ 30″
n : n′	(110) : $(\bar{1}10)$	115° 48′ 20″
c : q	(001) : (011)	52° 53′

hat EICHSTÄDT das Achsenverhältnis berechnet:

$$a : b : c = 0{,}62726 : 1 : 1{,}32149$$
$$\beta = 89^\circ\, 26'\, 30''$$

[1] Hj. Sjögren: Studier paa Gadolinit. Översigt Kgl. Vet. Ak. Förh. 1882, No. 7. S. 49. ff.

Mit diesem Achsenverhälnis wurde die folgende Winkeltabelle berechnet:

Buchstaben	Miller	Berechnet (Eichstädt)
c : a	001 : 100	*89° 26′ 30″
c : s	001 : 102	46° 11′ 30″
c : t	001 : 1̄02	46° 47′
c : p	001 : 111	67° 41′ 30″
c : o	001 : 1̄11	68° 30′
c : γ	001 : 1̄12	51° 29′
c : n	001 : 110	89° 31′ 30″
n : n‴	110 : 11̄0	64° 12′
n : n′	110 : 1̄10	*115° 48′ 20″
l : l′	120 : 1̄20	77° 7′
n : l	110 : 120	19° 21′
o : γ	1̄11 : 1̄12	17° 1′ 30′
p : n	111 : 110	21° 50′ 30′
o : n′	1̄11 : 1̄10	21° 58′ 30″
c : w	001 : 012	33° 27′
c : q	001 : 011	*52° 53′
c : y	001 : 021	58° 40′
w : q	012 : 011	19° 26′
n : w	110 : 012	72° 58′
n : q	110 : 011	64° 55′
n : y	110 : 021	63° 22′
o : o′	1̄11 : 1̄1̄1	58° 53′ 30″
p : p′	111 : 11̄1	59° 16′
o : p	1̄11 : 111	103° 37′ 30″
p : q	111 : 011	51° 41′
o : q	1̄11 : 011	51° 56′ 30″
c : u	001 : 1̄22	59° 28′
q : u	01̄1 : 1̄22	32° 40′
o : u	1̄11 : 1̄22	19° 56′
b : f	010 : 1̄21	41° 43′
l′ : f	1̄20 : 1̄21	17° 20′
c : f	001 : 1̄21	70° 30′

Die meisten Winkelwerte sind der Tabelle Eichstädt entnommen; einige supplierende Werte sind von mir berechnet.

Physikalische Eigenschaften.

Die *Härte* des frischen anisotropen Gadolinits ist nach den Angaben zwischen 6,5 —7. Für den isotropen, metamikt umgelagerten Gadolinit ist die Härte etwas geringer, ungefähr 6— 6,5. Ich möchte annehmen, daß Härtebestimmung durch Schleifversuche einen geringeren Wert der Härte geben möchte, weil die Gadolinitsubstanz bei der Dünnschliffherstellung viel leichter als Feldspat abgenutzt wird.

Der Bruch ist teils muschelig, teils splitterig. Der durch Oxydation von FeO etwas umgewandelte Gadolinit zeigt einen kleinsplitterigen Bruch.

Das *spezifische Gewicht* ist von dem Grade der Umwandlung abhängig. Der grüne, vollkommen anisotrope Gadolinit von Hitterö hat eine Dichte von 4,5; der etwas zersetzte, schwach verglimmende 4,35. Der grüne, isotrope Gadolinit von Vådne, Iveland, zeigt eine geringere Dichte von nur 4,28. Der nahezu isotrope Cergadolinit von Fyrrisdal hat eine noch niedrigere Dichte: 4,22. Der stark zersetzte, farblose isotrope Gadolinit von Malö bei Grimstad 4,02.

Unten sind tabellarisch die verschiedenen Dichtebestimmungen von norwegischen Gadoliniten zusammengestellt.

Fundort	Autor	Dichte	Bemerkungen
Hitterö:	Rammelsberg	4,45	Grün, anisotrop.
—	W. Petterson	4,47	Verglimmung nicht
—	—	4,51	wahrnehmbar.
—	Th. Scheerer	4,35	Anisotrop.
—	C. W. Blomstrand	4,33	Schwache Verglimmung
—	W. Petterson	4,36	wahrnehmbar.
Ollestad:	J. Schetelig	4,43	Grün, anisotrop.
Frikstad:	—	4,35	Verglimmung schwach.
Eptevand:	—	4,30	Anisotrop. Vergl. schwach.
Vådne:	—	4,28	Isotrop. Vergl. lebhaft.
Fyrrisdal	M. Johnsen	4,22	Isotrop. Vergl. lebhaft.
Malö:	W. Petterson	4,02	Isotrop, stark zersetzt.

G. Tschernik[1] hat die Dichte eines lebhaft verglimmenden Gadolinits angeblich von Hitterö zu 4,582 bestimmt; dieser Wert scheint mir etwas zu hoch zu sein. Die Dichte eines nicht verglimmenden Gadolinits, auch angeblich von Hitterö, hat er etwas kleiner gefunden: 4,544, welcher Wert

[1] Verh. Min. Ges. St. Petersburg. *43*. 1905.

auch ein wenig höher ist als der von W. PETTERSON für ausgesuchtes Material des reinsten, grünen Hitterögadolinits gefundene. Die Dichte eines Gadolinits von einer „Insel unweit Kap Lindesnäs" (Eitland oder Hitterö?) hat TSCHERNIK zu 4,447 bestimmt.

Verhalten beim Erhitzen.

Die bekannte Erscheinung der Verglimmung (Pyrognomie) des Gadolinits wurde zuerst von SCHEERER[1] und ROSE[2] beobachtet und studiert. SCHEERER hat zuerst die Verglimmung des Gadolinits von Hitterö untersucht und dabei beobachtet, daß das Phänomen von Wärmeentwickelung und Volumänderung begleitet ist. W. PETTERSON[3] hat eine erschöpfende Zusammenstellung der früheren Beobachtungen geliefert und eingehende und sorgfältige Untersuchungen über die Verglimmung der verschiedenen schwedischen Gadolinite und des Gadolinits von Hitterö ausgeführt. TH. LIEBISCH[4] hat die Erscheinung genau im elektr. Ofen verfolgt. Die Temp. beim Anfang der Verglimmung hat er zu 811° C. bestimmt. Durch die Untersuchungen von W. C. BRÖGGER[5], W. PETTERSON[3], G. T. PRIOR[6] u. a. wurde dargetan, daß die Erscheinung der Verglimmung nur bei Mineralien mit metamikter Umlagerung der Atomgitter (opt. isotrop und scheinbar amorph) stattfindet, und die Ursache der Erscheinung in Wiederherstellung der gesätzmäßigen Atomstruktur zu suchen ist. Der Prozeß wird bei einer bestimmten Temperatur eingeleitet, und verläuft spontan und rasch und ist von Wärmeentwickelung begleitet.

Von norwegischen Vorkommnissen war früher nur der Gadolinit von Hitterö in dieser Hinsicht genauer studiert, und zuletzt von W. PETTERSON[3]. Nach ihm unterliegt der frische, grüne, anisotrope Gadolinit von Hitterö (mit Dichte 4,5) im allgemeinen keiner merklichen Änderung im Äußeren beim Erhitzen: keine Verglimmung, kein Aufblähen und keine Änderung der Farbe. Im Inneren geht doch eine durchgreifende Änderung vor sich. Nach Glühen wurde: 1. *eine Steigerung der Stärke der Doppelbrechung*, 2. *Eine Abnahme des Volumens* (Steigerung des spez. Gewichtes von etwa 0,2) und 3. *eine größere Wiederstandsfähigkeit gegen Säuren* nachgewiesen. Der geglühte Gadolinit gelatiniert nicht mit HCl und wird überhaupt von Säuren sehr schwer angegriffen. Der Gadolinit von Hitterö mit einer etwas geringeren Dichte (4,35) zeigt doch beim Glühen eine ganz schwache Verglimmung.

---

1 Pogg. Ann. *51* (1840), S. 421.
2 Pogg. Ann. *59* (1843), S. 479.
3 Geol. För. Förh. *12* (1890), S. 300
4 Sitzber. Berliner Ak. *20* (1910), S.
5 Z. f. Kr. *16*.
6 Min. Mag. *10* (1894), S. 234.

Steigerung der Dichte des Hitterögadolinits durch Glühen:

A. Grün, anisotrop. Nicht verglimmend.

	Vor Glühen	Nach Glühen
W. Petterson[1]	4,51	4,73
—	4,47	4,62
G. Tschernik[2]	4,54	4,75

B. Anisotrop. Etwas umgewandelt. Schwach verglimmend.

	Vor Glühen	Nach Glühen
W. Petterson	4,36	4,61
Th. Scheerer[3]	4,35	4,63

Genau in derselben Weise verhalten sich nach meinen Versuchen die frischen, grünen, anisotropen Gadolinite von den übrigen norwegischen Fundorten. Der Gadolinit von Ollestad zeigt keine Verglimmung; von Frikstad eine sehr schwache Verglimmung, von Eptevand eine mäßige Verglimmung.

Der homogene, im Dünnschliff dunkelgrüne, isotrope Gadolinit von Vådne, Iveland, verhält sich beim Glühen genau als der isotrope Gadolinit von Ytterby, nach der Beschreibung von W. Petterson[1]. Dieser Gadolinit von Vådne zeigt eine sehr lebhafte Verglimmung. Nach der Verglimmung ist die ursprünglich pechschwarze Farbe in eine ziemlich licht graugrüne übergegangen. Die im Dünnschliff u. M. vollkommen anisotrope Substanz (jedoch mit schwankender Größe der Axelwinkel und opt. neg.) zeigt zahlreiche winzige Poren, Kanäle und Blasen, die mit Entweichung von Gasen (He, N. etc.) in Verbindung gesetzt werden müssen.

Gewisse schwedische Gadolinite zeigen beim Erhitzen ein Aufblähen, das nach W. Petterson[1] durch Vergasung von Bergpecheinschlüsse verursacht ist. Ein Aufblähen beim Erhitzen zeigt kein Gadolinit von norwegischen Fundorten; und in den Dünnschliffen habe ich zwar auch nicht solche Einschlüsse mit Sicherheit beobachtet.

Die Umwandlung des Gadolinits

ist sehr sorgfältig von W. Petterson[1] studiert. Nach ihm entspricht auch nicht der frischeste, grüne, anisotrope Gadolinit von Hitterö mit hoher Dichte (4,5) der ursprünglichen Gadolinitsubstanz, weil auch dieser Gadolinit beim Glühen eine durchgreifende Zustandsänderung erleidet. Der geglühte grüne Gadolinit, mit einer Dichte von 4,7, entspricht vielleicht der ursprünglichen Gadolinitsubstanz.

[1] L. c.
[2] L. c.
[3] L. c.

Der Gadolinit unterliegt zweierlei Arten von Umwandlungen; erstens eine Umwandlung, die gar ohne Einwirkungen chemischer Art verläuft und deren Endstadium die homogene grüne, vollkommen isotrope Gadolinitsubstanz ist. Diese Umwandlung, die hier als die *metamikte Umlagerung*[1] bezeichnet wird, ist ohne Zweifel durch die α-Strahlung der enthaltenden radioaktiven Elemente verursacht und ist weder von Wasseraufnahme noch von Oxydation des Eisenoxyduls begleitet. Die zuverlässigen Analysen von W. Petterson[2] und C. W. Blomstrand[2] von Gadolinit in verschiedenen Stufen der metamikten Umlagerung zeigen evident, daß keine chemischen Prozesse in dieser Umwandlung mitspielen. Diese Analysen sind hier angeführt unter Vernachlässigung der unwesentlichen Bestandteile. Der grüne anisotrope Hitterögadolinit zeigt zwar etwas mehr Fe_2O_3 als der grüne, metamikt umgelagerte Ytterbygadolinit.

	W. Petterson. Hitterö: Grün, anisotrop, nicht vergl. G = 4,51 %	C. W. Blomstrand. Hitterö: Schwach vergl. G = 4,33 %	W. Petterson. Ytterby: Grün, isotrop lebhaft vergl. G = 4,29 %
SiO_2	24,28	23,72	23,98
ThO_2	0,39	0,35	0,41
Y_2O_3	46,51	45,62	45,30
Ce_2O_3	5,47	6,67	6,41
Fe_2O_3	0,84	} 12,19	0,60
FeO	11,16		12,89
BeO	9,65	10,10	9,91

Von radioaktiven Elementen ist nur Thorium im Gadolinit nachgewiesen und zwar in geringer Menge (0,3 — 0,9 % ThO_2). Bemerkenswert ist, daß der Gehalt an ThO_2 im anisotropen und isotropen Gadolinit nahezu derselbe ist (Hitterö 0,39 % ThO_2 und Ytterby 0,41 % ThO_2). V. M. Goldschmidt[3] hat die Radioaktivität von einem *anisotropen* und einem *isotropen* Gadolinit von Norwegen gemessen: R_{min}[4] des anisotropen Gadolinits von Hitterö = 0,0075, entsprechend einem Gehalt von 0,4 % ThO_2, R_{min} des isotropen Gadolinits von Vådne, Iveland = 0,011, entsprechend 0,6 % ThO_2. Die auf diesem Wege erhaltenen Resultate bestätigen, das kein entscheidender Unterschied betreffs des Gehalts von ThO_2 im anisotropen und isotropen Gadolinit zugegen ist. Die meisten norwegischen Gadolinite sind

1 Band I. S. 53.
2 Siehe unten S. 115.
3 Z. f. Kr. *45*. S. 994.
4 R_{min} = Radioaktivität des Minerals.

anisotrop und befinden sich nur in dem Anfangsstadium der metamikten Umlagerung. Nach meinen Untersuchungen sind nur die Gadolinite von Vådne, Iveland, und von Fyrrisdal isotrop und zeigen dann eine nahezu vollendete metamikte Umlagerung der Atomstruktur. Die Erklärung dieser Frage, warum Gadolinite mit nahezu gleichem Inhalt von ThO_2 weit verschiedene Stadien der metamikten Umlagerung aufweisen können, dürfte vielleicht, wie V. M. GOLDSCHMIDT mir wörtlich mitgeteilt hat, in einem ursprünglich größeren Gehalt von radioaktiven Elementen mir kurzer Lebensdauer (e. g. Jonium) in den völlig metamikt umgelagerten Gadoliniten liegen. Die metamikten, isotropen Gadolinite möchten dann einen größeren Inhalt von Helium zeigen. Leider sind keine Bestimmungen in dieser Hinsicht ausgeführt.[1] Nach Beobachtungen im Dünnschliff scheint die metamikte Umlagerung mit einem Dunkelwerden der Farbe verknüpft zu sein. Der isotrope Gadolinit von Vådne zeigt im Dünnschliff eine tiefgrüne Farbe, während der Hitterögadolinit hell gelbgrün im Dünnschliff ist.

Die zweite Art von Umwandlung des Gadolinits ist durch chemische Einwirkung verursacht und fängt wahrscheinlich in erster Reihe mit einer Oxydation des Eisenoxyduls an. Die ursprünglich grüne Gadolinitsubstanz wird dadurch braun gefärbt. Die weitere Umwandlung schreitet unter Wasseraufnahme fort. Gestützt auf sorgfältige mikroskopische Studien von Dünnschliffen des Hitterögadolinits behauptet W. PETTERSON[2] daß die *braune Gadolinitsubstanz durch eine längs Sprüngen fortschreitende Umwandlung der grünen Gadolinitsubstanz gebildet ist;* die braune Farbe deutet nach ihm auf Oxydation des Eisenoxyduls.

Die Resultate seiner Untersuchungen hat W. PETTERSON in folgender Weise zusammengefaßt: „Von diesen Verhältnissen ist es deutlich, daß die braune (Gadolinit-) Substanz ein Umwandlungsprodukt der grünen ist, und daß die Umwandlung in der Weise fortschreitet, daß winzige mikroskopische Umwandlungen von eigentümlicher Form längs kleineren und größeren Sprüngen entstehen, durch welche die Agentien, die die Umwandlung bewirken, eingedrungen sind und augenscheinlich durch Oxydation die braune Substanz hervorgebracht haben. Am Anfang der Umwandlung sind die kleinen Sprünge nur bei stärkerer Vergrößerung als feine Haare ersichtlich; in dem Maße als die Umwandlung fortschreitet, werden sie immer größer aus dem Grunde, daß sie von immer breiter werdenden Zonen von dunkel gefärbter Substanz umgeben werden; in einem weiter vorgeschrittenen Stadium der Umwandlung ist die grüne Substanz durch und durch angegriffen, die älteren Sprünge aber können noch — obschon nicht so deutlich

---

[1] R. J. STRUTT hat in einem angeblichen Gadolinit (?) von Ytterby in Schweden 2,43 cm^3 He pr. gr. gefunden. (Proc. Roy. Soc. 77, 581, Ref. Z. f. Kr. 43). Die Bestimmung des betreffenden Minerals als Gadolinit ist jedenfalls sehr fraglich. Nach STRUTT enthält das Mineral 2,94 0/0 U_3O_8 und 8.60 0/0 ThO_2; es ist aber kein Gadolinit mit so großen Mengen von U nnd Th bekannt.

[2] L. c.

erkannt werden, und zum Schluß erhalten wir eine homogen braun gefärbte Substanz, in welcher die Sprünge total verschwunden sind."

Nach meinen eigenen Beobachtungen an etwa 30 Dünnschliffen von verschiedenen norwegischen Gadoliniten (Hitterö, Birkeland, Ollestad u. s. w.) möchte ich behaupten daß die grüne anisotrope Gadolinitsubstanz teils in einer *hellbraunen*, teils in einer intensiv *rotbraunen* Substanz umgewandelt ist. Die zwei Arten der braunen Substanz sind beide anisotrop, unterscheiden sich aber durch die Bildungsweise und das Auftreten.

Die hellbraune Substanz ist immer von einem dichten Netzwerk zahlreicher feinen Sprünge erfüllt, die wellig und geschlungen verlaufen, oft aber eine subparallele Anordnung zeigen. Diese feinen Sprünge, die ausschließlich in der braunen Substanz auftreten, sind ganz unabhängig von den



Fig. 21.



Fig. 22.



Fig. 23.

makroskopisch ersichtlichen Rissen, die sowohl die grüne als die hellbraune Substanz in verschiedenen Richtungen durchqueren. Die Grenzen gegen die grüne Substanz sind geradlinig und folgen in allen von mir untersuchten orientierten Dünnschliffen gesetzmäßig Tracen von auftretenden Krystallflächen, und in der Verteilung der beiden Substanzen ist ein wirklicher Zonenbau zu erkennen. Die Zonen sind zuweilen nicht parallel den Begrenzungsflächen des fertiggebildeten Krystalls. Fig. 21. und 22 zeigen photographische Aufnahmen von zwei Dünnschliffen // {010} des Hitterögadolinits, in welchen die Grenzen der hellbraunen Substanz hauptsächlich den Tracen von {100}, {001}, {$\bar{1}$01}, {$\bar{1}$02} und {$\bar{1}$04} folgen. Auch die ganz schmalen Streifen sind orientiert und überqueren die größeren Sprünge. In den beiden Schliffen kommen nur winzige Spuren rotbraunen Substanz mit unregelmäßigen Grenzen vor.

W. Petterson hat auch die regelmäßige Anordung der hellbraunen Substanz nach Zonen beobachtet, und er erklärt diese Erscheinung durch eine ungleichartige Umwandlungsfähigkeit der grünen Substanz.

Die rotbraune Substanz, die von W. Petterson als das Endstadium der Umwandlung betrachtet wurde, ist homogen gefärbt ohne die feinen

Sprünge, die charakteristisch für die hellbraune Substanz ist. Die Grenzen gegen die grüne Substanz sind immer unregelmäßig, zackig, lappig oder traubenbüschelförmig. Im letzten Fall erinnert die Struktur an die Perlitstruktur, speziell wenn die rotbraune Substanz nur in kleinen vereinzelten Partien mit sphäroidischer Begrenzung auftritt. Die rotbraune Substanz bildet sich sowohl direkt von der grünen als auch von der hellbraunen, und zwar vorzüglich in der äußeren Haut der Krystalle und längs den größeren Rissen im Inneren. Fig. 23 zeigt einen Dünnschliff // {010} von einem Gadolinitkrystall von Ollestad, etwa 2 Mal vergrößert. Der helle Kern ist grün und von zahlreichen sichtbaren Sprüngen und Rissen durchsetzt; die Hülle ist hellbraun und folgt im großen ganzen der Krystallbegrenzung links und oben. Die Grenze ist nicht geradlinig, weil ein schmaler, unregelmäßiger Streifen von intensiv rotbraun gefärbter Substanz teils auf Kosten der grünen, teils der hellbraunen eben längs der Grenze gebildet ist. Dieser dunkle Streifen ist leicht beobachtbar in der Figur.

In der Verteilung der hellbraunen Substanz nach krystallographischen Flächen und auch nach Anwachspyramiden kommt ein wirklicher Zonarbau der Gadolinitkrystalle zum Vorschein. Die feineren Sprünge, die überall die hellbraune Substanz dicht erfüllen, machen durch ein genaueres Studium der Anordung den Eindruck, daß sie durch eine Volumvermehrung während der Bildung der hellbraunen Substanz enstanden sind. Die hellbraune Gadolinitsubstanz ist nicht separat analysiert, und es ist deshalb noch unbekannt, von welchen chemischen Umsetzungen die Bildung der hellbraunen Substanz bedingt ist. Die chemischen Änderungen dürften jedenfalls sehr gering sein. Es verdient bemerkt zu werden, daß die hellbraune (und auch die rotbraune) Substanz eine größere Widerstandsfähigkeit gegen die Kräfte, die die metamikte Umlagerung bewirken, zu besitzen scheint. In Dünnschliffen der Gadolinite von Vådne und Fyrrisdal ist die braune Substanz noch schön anisotrop, während die grüne nahezu vollkommen isotrop geworden ist.

Die Bildung der rotbraunen Substanz mit ihrer charakteristisch limonitähnlichen Farbe ist sicherlich durch Oxydation des Eisenoxyduls hervorgerufen, auch aber mit Wasseraufnahme verknüpft. Das letzte Stadium dieser Umwandlung dürfte der von W. Pettersson[1] beschriebene Gadolinit von Malö bei Grimstad repräsentieren. Die isotrope Substanz ist hier vollkommen farblos, alles Eisen ist ausgelaugt und auf Sprüngen als Magnetit (?) abgesetzt. Dieser Gadolinit zeigt 3,07 % Fe_2O_3 und 3,36 % H_2O.

Optische Eigenschaften.

Die Farbe des frischen, anisotropen Gadolinits ist tief grünschwarz (z. B. Hitterö, Ollestad, Frikstad). Der isotrope Gadolinit ist ziemlich rein pechschwarz (Vådne). Die Krystalle sind im allgemeinen äußerlich

[1] L. c.

tiefbraun gefärbt; die braune Farbe ist von der äußeren Oxydationsschicht bedingt. Viele Krystalle von Hitterö sind doch äußerlich tief grünschwarz.

Der *Glanz* ist fettartiger bis lebhafter Glasglanz.

Der anisotrope Gadolinit ist kantendurchscheinend mit olivgrüner Farbe. Strich ist graugrün.

Nach W. PETTERSON zeigt nur die hellbraune Gadolinitsubstanz Pleochroismus: γ braunlich gelb, α gelblich braun mit Stich ins Rote.

Das Schema ist $\alpha = \beta > \gamma$.

Nach meinen Beobachtungen zeigt zuweilen auch die grüne Substanz einen schwachen, aber deutlich wahrnehmbaren Pleochroismus nach dem Schema: $\alpha > \beta$ nahe $= \gamma$.

Die *Lichtbrechung* des Gadolinits ist hoch.

Die ersten Bestimmungen der Brechungsindices sind in jüngster Zeit von N. ZENZÉN[1] mittels der Einbettungsmethode ausgeführt. Die erhaltenen Werte sind nur approximativ.[2]

	Hitterö.	Anisotrop.	G = 4,36	$\beta > 1{,}78$.
Schweden	Ytterby.	Isotrop.	G = 4,223	$\beta = 1{,}76 - 177$.
	Kårarfvet.	—	G = 4,123	

Die isotrope Gadolinitsubstanz hat ein geringeres Lichtbrechungsvermögen als die anisotrope.

Die Doppelbrechung ist hoch. Mit dem Kompensator von E. F. WRIGHT wurde $(\gamma - \alpha)$ in Dünnschliffen // {010} von verschiedenen norwegischen Gadoliniten bestimmt. Die Dicke der Schliffe wurde mit Mikrometerschraube ermittelt.

		$\gamma - \alpha$
Hitterö.	gelbgrün	: 0,0167
	hellbraun	: 0,015
Birkeland.	hellgrün	: 0,016
	hellbraun	: 0,014
Ollestad.	dunkler grün	: 0,011
	braun	: 0,0167

Der grüne Gadolinit von Ollestad zeigt eine niedrigere Doppelbrechung und ist auch etwas umgewandelt.

Übrigens sind Variationen in der Stärke der Doppelbrechung der grünen Substanz beobachtet. Die Grenzen zwischen verschiedenen Interferenzfarben sind geradlinig und verlaufen teils nach Tracen krystallographischer Flächen, teils nach Anwachspyramiden. Ein deutlicher Schalenbau kommt auch hier zum Vorschein. W. PETTERSON[3] hat die Erscheinung am Gado-

[1] Bull. of the Geol. Instit. of Upsala, Vol. XV, S. 64.

[2] Vor kurzem hat ESPER LARSEN neue Lichtbrechungsbestimmungen einiger Gadolinite von U. S. A. u. s. w. veröffentlicht. (U. S. Geol. Surv. Bull. *679*. 1921). Für isotrope Gadolinitsubstanz ist $n = 1{,}78$ gefunden.

[3] L. c.

linit von Hitterö beobachtet. Nach meinen Dünnschliffstudien zeigen auch die übrigen anisotropen norwegischen Gadolinite denselben Schalenbau betreffs der Stärke der Doppelbrechung.

Die *optische Orientierung* der verschiedenen norwegischen Gadolinite ist dieselbe. Die Achsenebene liegt symmetrisch, b = β. Nach W. PETTERSON liegt γ nahe bei *c* im stumpfen Winkel β vorn geneigt.

Die Auslöschungsschiefe c : γ ist an folgenden anisotropen norwegischen Gadoliniten bestimmt.

			Grün:	Braun:
BRÖGGER	Hitterö	c : γ	8—10°	
W. PETTERSON	—	„	6° 25′ — 7° 18′	14°
SCHETELIG	—	„	7°	12,5°
—	Ollestad	„	7°	14,5°
—	Birkeland	„	7,5	13°

Der grüne, nicht geglühte Gadolinit ist opt. positiv; γ ist die spitze Bisektrix. Der Achsenwinkel wurde von W. PETTERSON bestimmt.

$$2\,V\gamma = 85^\circ\,28'.$$

Der geglühte Gadolinit von Ytterby ist nach W. PETTERSON opt. negativ. Dieselbe Beobachtung habe auch ich im Dünnschliffe des verglimmten Gadolinits von Vådne gemacht. Der Achsenwinkel wird auch nach der Verglimmung kleiner und zeigt schwankende Werte.

Die braune Gadolinitsubstanz hat eine verschiedene optische Orientierung ($c : \gamma = 14^\circ$). Die Doppelbrechung ist für die hellbraune Substanz ungefähr dieselbe als für die grüne, zeigt aber etwas mehr schwankende Werte. Der Achsenwinkel ist nach meinen Beobachtungen entscheidend kleiner. Die braune Substanz zeigt keine Wechslungen der Interferenzfarbe.

Chemische Zusammensetzung.

Die chemische Zusammensetzung des Gadolinits und die Beziehungen des Minerals zu den verwandten Gliedern der Datolithgruppe sind seit lange her gut bekannt. Ich verweise auf die historische Zusammenstellung von W. PETTERSON[1].

Als der erst bekannte anisotrope Gadolinit wurde das Mineral von Hitterö mehrmals einer Analyse unterworfen. TH. SCHEERER[2] hat die ersten Analysen des Gadolinits von Hitterö ausgeführt. Die spätesten zwei Analysen des Hitterögadolinits wurden von G. TSCHERNIK[3] unternommen. In allem liegen sieben verschiedene Analysen dieses Gadolinits vor.

Außerdem hat TSCHERNIK[3] eine Analyse eines Gadolinits mit der Fundortsangabe „Insel unweit Lindesnæs“ analysiert. Dieser Gadolinit kann

[1] L. c.
[2] Pogg. Annal. *51* (1840) u. *56* (1842).
[3] Verh. Min. Ges. St. Petersburg *43* (1905).

von Hitterö stammen, aber auch von Eitland oder einem anderen Feldspatbruch in der nächsten Nähe von Lindesnæs.

Außerdem hat W. PETTERSON[1] einen Gadolinit angeblich von Malö bei Grimstad[1] analysiert.

Für diese Zusammenstellung sind zwei neue Analysen von norwegischen Gadoliniten von Herrn Chemiker A. RÖDLAND, Abteilungsleiter am mineralogischen Institut d. Universität (Vorstand Prof. Dr. V. M. GOLDSCHMIDT) im Laboratorium des Instituts ausgeführt. Ich möchte bei dieser Gelegenheit Herrn RÖDLAND meinen besten Dank aussprechen.

Ich wählte für die eine Analyse reines Material des grünen, anisotropen Gadolinits von Frikstad, Iveland, dem Hauptfundort des Gadolinits in Sætersdal. Für die andere Analyse wurde der Gadolinit von Fyrrisdal, Telemarken, gewählt, weil dieser Gadolinit bei einer vorläufigen Analyse angeblich einen Überschuß der Ceritoxiden über den Yttererden gezeigt haben sollte.

Zuerst habe ich hier alle früheren Analysen tabellarisch zusammengestellt.

Tafel der Analysen des Gadolinits von Norwegen:

I—VII: Hitterö.
VIII: Insel in der Nähe von Lindesnæs (Eitland?)
IX: Malö bei Grimstad.

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.
Sp. G.	4,35	—	4,45	4,33	4,51	4,582	4,544	4,447	4,02
	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0
SiO_2	25,69	24,24	24,36	23,72	24,28	23,35	25,29	23,70	23,32
ThO_2	—	—	—	0,35	0,39	0,32	0,03	—	0,88
Ce_2O_2	{ 6,45	9,93	7,01	6,67	1,21	1,46	0,13	1,86	2,33
$(La,Di)_2O_3$					4,26	4,03	0,42	5,64	12,01
Y_2O_3	{ 45,32	30,59	45,51	45,62	46,51	46,79	47,10	48,10	35,95
Er_2O_3		10,91							
Fe_2O_3	{ 12,46	16,04	2,85	—	0,84	—	—	—	3,07
FeO			11,50	12,19	11,16	11,59	14,34	12,40	5,78
MnO	—	—	—	0,16	0,19	0,13	0,22	—	0,12
BeO	9,88	6,56	8,58	10,10	9,65	10,10	10,57	6,50	9,30
MgO	—	0,24	—	0,26	0,22	0,24	0,20	0,02	0,18
CaO	0,29	0,79	0,36	0,37	0,42	0,40	0,31	0,52	1,84
Na_2O	--	—	—	0,19	0,17	0,14	0,18	—	0,13
H_2O	—	0,62	0,50	—	0,54	0,57	0,52	0,55	3,36
	100,09	99,92	100,67	99,63	99,84	99,12	99,31	99,29	98,30
				PbO 0,05					C 0,08
				99,68					98,38

[1] Siehe oben.

I. Th. Scheerer. Mittel von 2 Analysen 1840 & 1842. Pogg. Annal. *51* (1840) und *56* (1842).

II. Humpridge und Burney. 1879. Journ. Chem. Soc. 1879 *35* 117.

III. Rammelsberg. 1886. Sitz. Ber. preuß. Ak. d. Wiss. 1886, 549.

IV. C. W. Blomstrand. 1888. Lunds Universitets Aarsskrift 1888.

V. W. Petterson. 1890. Geol. För. Förhandl. 1890 *12*.

VI. & VII. G. Tschernik. 1905. Verh. Min. Ges. St. Petersburg. *43* 1905.

VIII. G. Tschernik. 1905. Verh. Min. Ges. St. Petersburg *43* 1905.

IX. W. Petterson. 1890. Geol. För. Förhandl. 1890. *12*.

Scheerer hat wahrscheinlich unreines Material analysiert, weil SiO_2 etwas hoch ausgefallen ist. In der Analyse von Humpridge und Barney scheint die Trennung der seltenen Erden nicht glücklich ausgefallen zu sein. Die Analysen III (Rammelsberg), IV (Blomstrand), V (W. Petterson) und VI (Tschernik) zeigen unter sich sehr gute Übereinstimmung und entsprechen wohl ziemlich genau der Zusammensetzung des anisotropen Gadolinits von Hitterö. Das Verhältnis $Y_2O_3 : Ce_2O_3$ ist ziemlich nahe dasselbe.

Die zuverlässigste Analyse ist die von W. Petterson (V) ausgeführte, für welche ausgesuchtes Material der rein grünen, anisotropen Substanz mit hoher Dichte verwendet wurde. Diese Analyse entspricht somit der Zusammensetzung des frischesten, am wenigsten umgewandelten Gadolinits von Hitterö. Da das Material an Ort und Stelle von schwedischen Mineralogen eingesammelt war, ist der Ursprung des Gadolinits unzweifelhaft.

Was die zwei von G. Tschernik ausgeführten Analysen (VI und VII) anbelangt, sind ohne Zweifel alle Bestimmungen in chemischer Hinsicht tadellos. Es möchte doch bemerkt werden, daß die von Tschernik analysierten Gadolinite keine eingehende mineralogische Untersuchungen unterworfen sind.[1] Es dürfte dann fraglich sein, ob diese Gadolinite wirklich von Hitterö stammen: Garantien liegen zwar nicht vor. Die Analyse VI zeigt eine Zusammensetzung, die allerdings eine sehr gute Übereinstimmung mit der Analyse von W. Petterson (V), und das Material dürfte wohl von Hitterö stammen. Doch hat Tschernik eine ungewöhnlich hohe Dichte (4,582) gefunden; desungeachtet wird angegeben, daß das Material „scheinbar amorph" war und eine lebhafte Verglimmung vor dem Lötröhre zeigte.

[1] Betreffs des Materials für die Analyse VI bemerkt G. Tschernik folgendes: Scheinbar amorph, schwarz mit graugrünlichem Strich; H = 6—7. G = 4,582, nach Glühen steigend zu 4,807. Glasglanz. Bruch muschelig. V. d. L. leicht und rasch verglimmend mit schwachem Aufblähen. Unschmelzbar. — Das Material für die Analyse VII wird in folgender Weise beschrieben: Krystallinisch, Farbe und Strich kräftiger grün. Fettglanz. Bruch splintrig. H nahe 7, doch ein wenig unter. G = 4,544 nach Glühen steigend zu 4,752. V. d. L. schwach verglimmend mit starkem Aufblähen.

Ich kann nicht die Bemerkung zurückhalten, daß die beiden analysierten Gadolinite in seinen physikalischen Eigenschaften sich erheblich von dem Hitterögadolinit unterscheiden. Ein Aufblähen beim Glühen ist niemals am Gadolinit von Hitterö beobachtet.

Die metamikt umgelagerten, völlig isotropen Gadolinite haben im allgemeinen eine bedeutend niedrigere Dichte (etwa 4,25). Die Analyse VII, für welche TSCHERNIK ein Material verwendet hat, daß als „krystallinisch" bezeichnet wird und vor dem Lötröhre eine schwache Verglimmung zeigt, weicht in mehreren Beziehungen von den übrigen Analysen des Hitterögadolinits bedeutend ab. Die etwas hoch ausgefallene Menge von SiO_2 deutet auf Verunreinigungen, z. B. Einschlüsse von Quarz. Auffallend ist, daß *die Mengen von ThO_2, Ce_2O_3 und $(La,Di)_2O_3$ durch Zahlen ausgedrückt sind, die ziemlich genau ein Zehntel der enstprechenden Zahlen in den Analysen V und VI entsprechen.* Dürfte hier ein Schreibfehler vorliegen? Wenn dies der Fall sein möchte, würde die Analyse sehr schön in die Reihe der Analysen des Hitterögadolinits einpassen.[1]

Die Möglichkeit ist natürlich auch nicht ausgeschlossen, daß das Material für diese Analyse von einem anderen Fundort stammen möchte. Die Gadolinitvorkommnisse in Iveland waren damals (1905) schon lange entdeckt. Diese Annahme wird dadurch gestützt, daß die physikalischen Eigenschaften auch nicht mit denen des Hitterögadolinits übereinstimmen.

Ein gutes Bild der mittleren Zusammensetzung des Gadolinits von Hitterö gibt die untenstehende Tabelle.

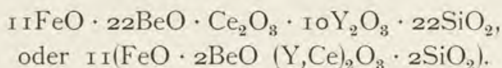
Mittlere Zusammensetzung des Gadolinits von Hitterö:

	III a.	IV a.	V a.	VI a.	VII a.	Mittel	Berechnete Zusammensetzung.
0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0
SiO_2	24,4	23,8	24,5	23,7	24,2	24,1	23,7
Ce_2O_3	7,0	6,7	5,6	5,6	5,4	6,1	5,9
Y_2O_3	45,6	46,1	47,7	47,7	45,9	46,6	46,4
FeO	14,4	13,3	13,0	12,7	13,9	13,5	14,1
BeO	8,6	10,1	9,6	10,3	10,2	9,8	9,9
	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Aus den Analysen III, IV, V, VI, und VII sind nur die Werte der Hauptbestandteile ausgenommen und auf 100 berechnet. Fe_2O_3 ist auf FeO umgerechnet und mitgenommen. Die kleinen Mengen von ThO_2, MnO,

[1] Unter Voraussetzung eines Schreibfehlers erhält die Analyse folgendes Aussehen auf die Summe 100 berechnet:
SiO_2 — 24,20, ThO_2 — 0,29, Ce_2O_3 — 1,24, $(La, Di)_2O_3$ — 4,02, Y_2O_3 — 45,06, FeO — 13,72, MnO — 0,21, BeO — 11,00, MgO — 0,19, CaO — 0,30, Na_2O — 0,17, H_2O — 0,50 = 100. Die Analyse stimmt dann schön mit den Analysen von PETTERSON und BLOMSTRAND. Auf Grundlage dieser wahrscheinlich zweifelhaften Analyse hat C. DOELTER den Schluß gezogen, daß der Gadolinit von Hitterö nicht eine konstante Zusammensetzung besitzen möchte. Ich kann dieser Ansicht nicht zutreten.

MgO, CaO, Na_2O und H_2O (Glühverlust) sind vernachlässigt. Von den in dieser Weise erhaltenen Zahlen ist das Mittel berechnet. Die Mittelzahlen liegen sehr nahe den Zahlen, die aus der Formel berechnet werden können. Das Verhältnis $Y_2O_3 : Ce_2O_3$ ist für den Hitterögadolinit sehr nahe 10 : 1. Für die Berechnung habe ich deshalb folgende Formel benutzt:



$$11FeO \cdot 22BeO \cdot Ce_2O_3 \cdot 10Y_2O_3 \cdot 22SiO_2,$$
$$\text{oder } 11(FeO \cdot 2BeO\ (Y,Ce)_2O_3 \cdot 2SiO_2).$$

Die aus dieser Formel berechnete Zusammensetzung des Gadolinits von Hitterö ist in der letzten Kolonne in der Tabelle als „Berechnete Zusammensetzung" angeführt. Die berechneten Werte stimmen sehr nahe mit den Mittelzahlen überein. Die obige Formel dürfte deshalb die mittlere Zusammensetzung des Gadolinits von Hitterö repräsentieren.

Die dritte Analyse von Tschernik (VIII) ist an einem Gadolinit mit der Fundortsangabe „Insel unweit Lindesnæs" ausgeführt. Der wirkliche Fundort dieses Gadolinits läßt sich nicht bestimmen. Die Möglichkeit, daß das Material von Hitterö stammen möchte, ist nicht ausgeschlossen. Hitterö ist nur 35 Km. von Lindesnæs entfernt. Auf der anderen Seite ist aber Gadolinit in der nächsten Nähe von Lindesnæs bei Eitland gefunden, und das Material für Analyse VIII dürfte sehr wahrscheinlich von einer Insel in der nächsten Umgebung von Lindesnæs herrühren, weil eben in dieser Gegend eine Reihe von Feldspatbrüche früher getrieben wurde. Diese letzte Möglichkeit wird gestützt durch das Resultat der Analyse, die jedenfalls kleine, aber entscheidende Unterschiede von den Analysen des sicheren Hitterögadolinits zeigt. So ist z. B. in Analyse VIII ThO_2 abwesend, die Menge von BeO 3 % kleiner, von seltenen Erden 3,5 % größer im Vergleich mit W. Pettersons Analyse (V). Nach Tschernik sind die physikalischen Eigenschaften dieses Gadolinits folgende: Bruch grobmuschelig, Glasglanz, kantendurchscheinend mit olivengrüner Farbe, Verglimmung schwach, Dichte 4,447 steigend zu 4,669 nach Glühen. Diese Eigenschaften stimmen jedenfalls gut mit denen des Hitterögadolinits überein. — Bei dieser Gelegenheit kann ich doch nicht die Bemerkung zurückhalten, daß es bedauerlich ist, daß so viele Mühe und Arbeit an ein Material, dessen Herkunft so unsicher ist, niedergelegt werden sollten.

Analyse des Gadolinits von Frikstad, Iveland. Als Material für die Analyse wurde ein Stück eines großen, rauhen Gadolinitkrystalls aufgeopfert. Die äußere Rinde wurde vermeidet, und nur ausgewählte Stücke des scheinbar ganz homogenen Inneren wurden angewandt. Die Farbe ist tiefschwarz mit Stich ins Grüne. Im Dünnschliff zeigt sich dieser Gadolinit vollkommen anisotrop mit grüner Farbe, die doch etwas dunkler ist als die Farbe des frischesten Gadolinits von Hitterö und auch von Birkeland, Iveland. Von rotbrauner, anisotroper Substanz sind nur winzige Partien hauptsächlich längs Sprüngen zu beobachten. Allerdings scheint der Gadolinit von Frikstad eine weitere Stufe der metamikten Umlagerung als der frischeste

Hitterögadolinit zu repräsentieren; in derselben Richtung weisen die etwas niedrigere Dichte (4,35) und der etwas höhere Gehalt an H_2O.

Zum Vergleich habe ich neben der Analyse des Gadolinits von Frikstad die zuverlässigste Analyse des Hitterögadolinits von W. PETTERSON 1890 (V) angeführt.

Analyse des Gadolinits von Frikstad.

	X Frikstad, Iveland. A. RÖDLAND. 1917.		Quotientzahlen		V Hitterö. W. PETTERSON. 1890.
G.	4,35				G. 4,51
	0/0				0/0
SiO_2	24,56		0,4090	0,409	24,28
ThO_2	0,34		0,0013		0,39
ΣY_2O_3	43,85	(255)	0,1720		46,51
ΣCe_2O_2	7,88	(334)	0,0236		5,47
Fe_2O_3	0,40		0,0025	0,203	0,84
Al_2O_3	0,49		0,0048		—
BeO	9,69		0,3860	0,386	9,65
FeO	10,23		0,1420		11,16
MnO	0,19		0,0027		0,19
CaO	0,45		0,0080		0,42
MgO	0,13		0,0032	0,164	0,22
Na_2O	0,42		0,0068		0,17
K_2O	0,12		0,0013		—
H_2O	0,83				0,54
P_2O_5	0,02				—
	99,60 0/0				99,84 0/0
TiO_2	Spur.				
PbO	Spur.				

Die direkte Berechnung der Analyse gibt das Verhältnis

$$SiO_2 : R_2'''O_3 : BeO : R''O = 4,09 : 2,03 : 3,86 : 1,64$$
$$\text{oder} = 2,045 : 1,015 : 1,93 : 0,82$$

Die allgemein anerkannte Formel des Gadolinits verlangt:

$$2\ SiO_2 : R_2'''O_3 : 2\ BeO : R''O \quad \text{oder} \quad 2 : 1 : 2 : 1.$$

Wenn $ThO_2 \cdot SiO_2$ abgerechnet und Fe_2O_3 als FeO berechnet wird, erhält man ein etwas verbessertes Verhältnis:

$$SiO_2 : R_2'''O_3 : BeO : R''O = 2,04 : 1,00 : 1,93 : 0,85,$$

Eine Berechnung der Analyse PETTERSONS von dem Hitterögadolinit gibt ein Resultat, das ebenso weit von der theoretischen Formel abweicht.

Ein Blick auf die Zahlen der beiden Analysen zeigt sofort, daß die chemische Zusammensetzung des Gadolinits von Frikstad nahezu identisch mit der des Hitterögadolinits ist. Der Gadolinit von Frikstad enthält zwar etwas mehr ΣCe_2O_3; das Verhältnis $\Sigma Y_2O_3 : \Sigma Ce_2O_3$ ist doch sehr wenig verschoben. Oben ist schon erwähnt, daß der Gadolinit von Iveland im allgemeinen dieselbe Kombination und denselben Krystallhabitus zeigt als der Hitterögadolinit. Dies steht offenbar in Zusammenhang mit der Übereinstimmung in der chemischen Zusammensetzung.

Ich wage deshalb die Behauptung, daß auch dem Gadolinit von Birkeland, der krystallographisch und optisch absolut identisch mit dem hellgrünen, anisotropen Hitterögadolinit ist, dieselbe chemische Zusammensetzung zukommt.

Analyse des Gadolinits von Fyrrisdal. Dieser Gadolinit, der von Herrn Ingenieur Einar Bergve dem Mineralogischen Museum geschenkt wurde, sollte nach seiner Angabe mehr Ce_2O_3 als Y_2O_3 enthalten. Es schien mir deshalb von Interesse, diese Frage endgültig entscheiden zu können, und auf meine Anfrage wurde von Herrn A. Rödland eine vollständige Analyse ausgeführt. Die Analyse, die unten angeführt ist, hat gezeigt, daß dieser

Analyse des Gadolinits von Fyrrisdal.

	XI. Fyrrisdal, Telemarken. A. Rödland 1917	Quotientzahlen	*Gadolinit* Cooglegong, W.-Australien. B. F. Davis
	G. = 4,22		G =
	%		%
SiO_2	23,53	0,3922	23,33
ThO_2	0,36	0,0014	—
ΣY_2O_3	30,89 (262)	0,1179	33,40
ΣCe_2O_3	23,40 (355)	0,0698	20,80
Fe_2O_3	0,21	0,0013	—
Al_2O_3	0,99	0,0096	} 12,28
BeO	8,92	0,3554	
FeO	10,00	0,1390	10,38
MnO	0,07	0,0010	—
CaO	0,66	0,0118	—
MgO	0,04	0,0010	0,69
Na_2O	0,03	0,0005	—
K_2O	0,46	0,0049	—
H_2O	0,53		0,32
P_2O_5	0,03		—
	100,12 %		101,20 %

TiO_2 Spur.
PbO Spur.

Gadolinit Ceritoxide in bedeutender Menge enthält, daß aber die Yttererden doch die Ceritoxide noch ziemlich weit überwiegen. Das Verhältnis der Quotientzahlen $\Sigma Y_2O_3 : \Sigma Ce_2O_3$ ist ziemlich nahe 12 : 7 oder kleiner als 2 : 1.

Der Gadolinit von Fyrrisdal gehört somit den Ce-reichen Gliedern des Minerals. Zum Vergleich habe ich eine Analyse von B. F. DAVIS[1] von einem Gadolinit von Cooglegong in Westaustralien angeführt. Dieser Gadolinit zeigt ein Verhältnis $\Sigma Y_2O_3 : \Sigma Ce_2O_3$ ziemlich nahe 2 : 1.

Für eine Berechnung der Analyse wird $ThSiO_4$ abgezogen, Fe_2O_3 als FeO umgerechnet, weiter Al_2O_3 mit BeO zusammen genommen. Der Gehalt an Al_2O_3 kann jedoch von fremden Verunreinigungen (Glimmer oder Orthoklas) herrühren. Mit den genannten Korrektionen läßt sich die Analyse in folgender Weise der Gadolinitformel anpassen:

$$SiO_2 : R_2'''O_3 : BeO : R''O = 0,391 : 0,188 : 0,365 : 0,161$$
$$\text{oder } 2,08 : 1,00 : 1,94 : 0,86$$
während die Formel
$$2 : 1 : 2 : 1$$

verlangt. Es dürfte bemerkt werden, daß die meisten Gadolinitanalysen bei der Berechnung Abweichungen von der theoretischen Formel in demselben Sinne aufweisen können. Die Gehalte von BeO und Monoxyden scheinen im allgemeinen etwas niedriger zu sein als die theoretische Formel verlangt.

Im guten Einklang mit dem abweichend hohen Gehalt an ΣCe_2O_3 stehen die krystallographischen und physikalischen Eigenschaften des Gadolinits von Fyrrisdal.

Das Verhältnis zwischen Yttererden (Y_2O_3) und Ceritoxyden (Ce_2O_3) im Gadolinit.

Die meisten Gadolinitanalysen zeigen überwiegend Yttererden. Mit vollem Recht hat man deshalb den Gadolinit als ein komplexes Yttriumsilikat betrachtet. Neben den Yttererden kommen doch immer in wechselnden Mengen Ceritoxyde (Ce_2O_3, La_2O_3, Di_2O_3 etc.) vor, im allgemeinen 5—7 %, nicht selten aber viel mehr.

Von vorn herein ist die Möglichkeit der Existenz eines dem Gadolinit ähnlichen oder nahestehenden Minerals mit überwiegend Ceritoxyden nicht ausgeschlossen, sondern gerade zu erwarten. Es ist nur notwendig an Monazit ($CePO_4$) und Xenotim (YPo_4) zu erinnern, welche Mineralien trotz Verschiedenheiten des Krystallsystems doch sehr eng mit einander verknüpft sind; weiter kann ich an die Reihe: Æschynit (Cer-meta-niobo-titanat)-Blomstrandin (Yttrium-meta-niobo-titanat), verweisen.

Es schien mir deshalb von Interesse diese Frage etwas weiter zu verfolgen, und ich habe das Molekularverhältnis $Y_2O_3 : Ce_2O_3$ aus den vor-

[1] Ref. Z. f. Kr. 39. 178.

Tabelle über das Verhältnis: $Y_2O_3 : Ce_2O_2$ in Gadolinit.

Nr.	Fundort	ΣY_2O_3 0/0	ΣCe_2O_3 0/0	Molekularverhältnis[1]		$\Sigma Y_2O_3 : \Sigma Ce_2O_3$	Änalytiker
1	Torsåker, Schweden	46,08	4,65	0,179 : 0,015	oder nahe	12 : 1	W. Petterson
2	Hitterö, Norwegen	46,51	5,47	0,178 : 0,017	—„—	10 : 1	—„—
3	Ytterby, Schweden	45,30	6,41	0,176 : 0,020	—„—	9 : 1	—„—
4	Lindesnæs, Norwegen	48,10	7,50	0,185 : 0,023	—„—	8 : 1	G. Tschernik
5	Idaho, U. S. A.	42,94	7,46	0,172 : 0,023	—„—	7,5 : 1	—„—
6	Batum, Kaukasus	44,19	7,87	0,174 : 0,024	—„—	7,25 : 1	—„—
7	Frikstad, Norwegen	43,85	7,88	0,172 : 0,024	—„—	7 : 1	A. Rödland
8	Llano Co., Texas, U. S. A...	44,40	7,77	0,165 : 0,024	—„—	7 : 1	F. A. Genth
9	Gamla Kårarfvet, Schweden .	40,73	8,96	0,169 : 0,028	—„—	6 : 1	W. Petterson
10	St. Tuna Socken, Schweden .	38,09	9,69	0,147 : 0,030	—„—	5 : 1	—„—
11	Nya Kårarfvet, Schweden ...	36,71	14,04	0,149 : 0,043	—„—	3,5 : 1	—„—
12	Malö, Norwegen	35,95	14,34	0,137 : 0,045	—„—	3 : 1	—„—
13	Broddbo, Schweden	35,47	16,24	0.142 : 0,048	—„—	3 : 1	—„—
14	Cooglegong, W.-Australien ..	33,40	20,80	0,129 : 0,063	—„—	2 : 1	Davis u. Maitland
15	Fyrrisdal, Norwegen	30,89	23,40	0,118 : 0,070	—„—	1,7 : 1	A. Rödland
16	Douglas Co. Col., U. S. A. ..	28,43	25,97	0,098 : 0,079	—„—	1,25 : 1	L. G. Eakins
17	—„— —„—	22,24	32,33	0,076 : 0,098	—„—	0,75 : 1	—„—

[1] Wo nicht eine direkte Bestimmung des Molekulargewichts vorliegt, ist mit einem mittleren Mol.-Gewicht von Y_2O_3 = 260 gerechnet.

liegenden Gadolinitanalysen berechnet und in der nebenstehenden Tabelle zusammengestellt. Die meisten Analysen sind mit Litteraturangabe in DOELTERS „Handbuch d. Mineralchemie" angeführt.

Es geht aus der Tabelle hervor, daß die Yttererden (ΣY_2O_3) im Gadolinit innerhalb sehr weiter Grenzen von Ceritoxyden (ΣCe_2O_3) ersetzt werden können. Ein eigentlicher Cer-Gadolinit mit ganz überwiegend Ce_2O_3 ist doch jedenfalls noch nicht bekannt. Die größte Menge Ce_2O_2 enthält der Gadolinit von Douglas Co. L. G. EAKINS hat zwei verschiedene Gadolinite (grün und schwarz) von diesem Fundort analysiert[1]. Beide enthalten große Mengen von Ce, La und Di, in dem schwarzen Gadolinit aber ist die molekulare Menge von ΣCe_2O_3 ein klein wenig größer als die Menge von ΣY_2O_3.

Nach dem Gadolinit von Douglas Co. kommt der norwegische Gadolinit von Fyrrisdal, der auch erhebliche Mengen Ceritoxide enthält. Übrigens gehört nur der zersetzte Gadolinit von Malö zu den Cerreichen Gliedern der Reihe. Die anderen norwegischen Gadolinite enthalten ganz überwiegend Yttererden.

---

[1] Proc. Col. sc. Soc. II 1. 32.

KAINOSIT; A. E. NORDENSKIÖLD[1].

Im Herbst 1885 entdeckte A. E. NORDENSKIÖLD, der in den achtziger Jahren des vorigen Jahrhunderts in lebhafter Verbindung mit den norwegischen Mineralverkäufern stand, in einer Sendung von Pegmatitmineralien aus Hitterö eine Stufe mit einem größeren Bruchstück eines unbekannten Minerals. Das Fragment war ein Teil eines anscheinend hexagonalen Krystalls von gelbbrauner Farbe. Die Stufe war angeblich in einem Feldspatbruch bei Igeltjern (Iglekjönn) auf Hitterö gefunden.

Die Untersuchungen NORDENSKIÖLDS zeigten, daß hier ein neues und sehr interessantes Mineral vorlag, dem er den Namen *Kainosit* gegeben hat. Eine Schar von Mineralogen (darunter auch ich selbst) und Mineralsammlern hat im Laufe der Zeit Igeltjern auf Hitterö besucht und die Abfallshalde am Feldspatbruch wiederholt nach Kainosit durchsucht, aber vergebens. Die von NORDENSKIÖLD untersuchte Stufe ist bis jetzt die einzige bei Igeltjern gefundene. Die Hauptmenge des Krystallfragments, die nach den Untersuchungen NORDENSKIÖLDS übrig war, befindet sich in der Mineralsammlung des Riksmuseums in Stockholm; das Mineralogische Museum in Kristiania besitzt doch auch einige Splitter davon.

Die Paragenesis des Kainosits von Igeltjern ist nach NORDENSKIÖLD: Beryll, Feldspat, Glimmer und Orthit. Über die Krystallisationsfolge hat er nichts mitgeteilt. In demselben Feldspatbruch sind doch auch Gadolinit und Xenotim gefunden.

Mit einer ganz verschiedenen Paragenesis wurde Kainosit 10 Jahre später in einer Eisengrube in Nordmarken in Wermland wiedergefunden[2]. Im Jahre 1896 wurden auf Drusen im Erzkörper in der Eisengrube „Kogrufvan“, die durch prachtvoll krystallisierende Mineralien bekannt ist, Krystalle von Kainosit, zusammen mit Diopsid, Magnetit, Klinoklor und Apatit entdeckt. Nach HJ. SJÖGREN ist die Paragenesis: Diopsid → Magnetit → Apatit und Klinoklor → Kainosit. Dieses Mineral ist somit die jüngste Bildung.

Daß der Kainosit von Hitterö optisch zweiachsig ist und wahrscheinlich rhombisch krystallisiert, wurde von W. C. BRÖGGER durch Untersuchungen

---

[1] Geol. För. Förh. *8*, S. 143, 1886. Kainosit, et nytt mineral från Hitterö i Norge.

[2] Geol. Fören. Förh. *19*, S. 54. 1897. Hj. Sjögren: Kainosit från Kogrufvan paa Nordmarksfeltet.

von Dünnschliffen bestimmt. Die rhombische Symmetrie und die krystallographischen Konstanten wurden von HJ. SJÖGREN an den kleinen Krystallen von Kogrufvan festgelegt:

$$a : b : c = 0{,}9517 : 1 : 0{,}8837.$$

Die physikalischen Eigenschaften des Kainosits von Hitterö sind nach NORDENSKIÖLD: H 5—6. G 3,413. Die Farbe ist gelbbraun, das Mineral ist halbdurchscheinend und fettglänzend. Drei Spaltrichtungen oder Durchgänge sind wahrnehmbar (1 deutlich und 2 undeutliche), die sich rechtwinkelig oder nahe rechtwinkelig schneiden. Das Mineral zeigte sich unter dem Mikroskop homogen ohne Spuren von Kalkspat; die äußere Haut aber war etwas durch Hydratisierung angegriffen. H_2O wurde bei schwacher Rotglut abgegeben, CO_2 erst in dem Gebläse.

Die kleinen Splitter, die das Mineralogische Museum, Kristiania, besitzt, sind gelbbraun, halbdurchscheinend und fettglänzend. In einem Stück ist ein kleiner, gut begrenzter Orthitkrystall eingewachsen; Orthit ist somit älter als Kainosit. Von einem anderen kleinen Stück, das randlich von zwei Flächen mit einem Winkel von etwa 120° begrenzt war, wurde ein Dünnschliff hergestellt. Quer über den Schliff ist eine Ader mit grün- und braungefärbten Zersetzungsprodukten ersichtlich. Die Lichtbrechung (γ und β) ist höher als die des Kanadabalsams. Die Doppelbrechung ($\gamma - \beta$) ist niedrig, nach der Interferenzfarbe zwischen + Nicolls zu beurteilen. Im konoskopischen Gesichtsfelde treten die eine opt. Achse und die spitze Bisectrix α aus. Das Mineral ist 2-achsig negativ. Eine Bestimmung des Achsenwinkels im Tageslicht mittels WRIGHT's Mikrometerokular hat gegeben: $2E = 78°$. Die Lichtbrechung wurde am fein gepulverten Kainosit mittels der Immersionsmethode bestimmt: $1{,}630 < \alpha' < 1{,}635$, $1{,}680 < \gamma' < 1{,}685$, $\gamma' - \alpha' =$ ca. 0,05.[1]

G. LINDSTRÖM hat den Kainosit von Hitterö analysiert, und nach NORDENSKIÖLD ist hier das Mittel der zwei Analysen von LINDSTRÖM angeführt:

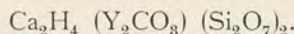
SiO_2	34,63 %
CO_2	5,90 „
$(Y, Er)_2O_3$ (260,3)	37,67 „
FeO	0,26 „
CaO	15,95 „
MgO	0,03 „
Na_2O	0,40 „
H_2O	5,26 „
Summe	100,10 %

Das Molekularverhältnis ist:

$$SiO_2 : CO_2 : (Y,Er)_2O_3 : R''O : H_2O$$
$$4 : 1 : 1 : 2 : 2$$
oder: $$4\,SiO_2 \cdot CO_2 \cdot (Y,Er)_2O_3 : 2\,R''O : 2\,H_2O$$

[1] Die Bestimmung wurde von Student T. Barth ausgeführt.

W. C. Brögger[1] gibt in der früheren Abhandlung über Hellandit folgende wahrscheinliche Deutung der Zusammensetzung des Kainosits an:



$$Ca_2H_4\ (Y_2CO_8)\ (Si_2O_7)_2.$$

Der Kainosit ist demnach ein wasser- und kohlensäure-haltiges Diorthosilikat von Calcium und Yttrium. Eigentümlich ist der hohe Gehalt an CO_2, der sicherlich primär ist; das Mineral ist nämlich, wie gesagt, unter dem Mikroskop vollkommen homogen und zeigt keine Spur von Kalkspat.

Anhang.

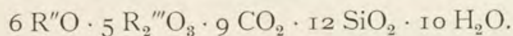
G. Tschernik[2] hat einem Einschluß in einem Gadolinit, der angeblich von Hitterö war, analysiert, und die Analyse in der Weise gedeutet, daß der Einschluß ein Gemenge von Kainosit und einem wasserhaltigen Lanthankarbonat sein möchte.

Das von Tschernik analysierte Material bestand aus einen von sechsseitigen Prismen aufgebauten Krystallstock eines aprikosefarbigen Minerals mit Härte 5—6 und spez. Gewicht 3,816. Das Mineral wurde nicht optisch untersucht.

Ich führe hier die Analyse an:

	I. Gefunden. %		II. Berechnet nach der Formel. %
SiO_2	21,57	22,54	22,45
TiO_2	0,97		
Y_2O_3	28,05		27,96
Ce_2O_3	Sp.		
La_2O_3	20,22		20,33
MnO	0,27	10,38	10,42
CaO	10,06		
MgO	0,05		
H_2O	5,56		5,58
CO_2	12,26		12,27
	99,01		99,01

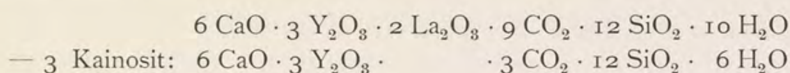
Die Zahlen unter II sind nach folgendem Formel berechnet:



$$6\ R''O \cdot 5\ R_2'''O_3 \cdot 9\ CO_2 \cdot 12\ SiO_2 \cdot 10\ H_2O.$$

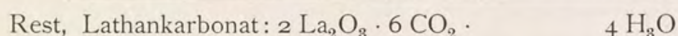
Nach Abzug von 3 Kainosit bekommt Tschernik als Rest ein wasserhaltiges Lanthankarbonat:

[1] Z. f. Kr. *42*. S. 430.
[2] Ref. N. J. f. Min. 1907 II. S. 367.



$$6\,CaO \cdot 3\,Y_2O_3 \cdot 2\,La_2O_3 \cdot 9\,CO_2 \cdot 12\,SiO_2 \cdot 10\,H_2O$$

$$-\ 3\ \text{Kainosit:}\ 6\,CaO \cdot 3\,Y_2O_3 \cdot \qquad \cdot 3\,CO_2 \cdot 12\,SiO_2 \cdot 6\,H_2O$$



$$\text{Rest, Lathankarbonat:}\ 2\,La_2O_3 \cdot 6\,CO_2 \cdot \qquad 4\,H_3O$$

Nach dieser Berechnung sollte der Einschluß im Gadolinit von Hitterö ein Gemenge von 3 Kainosit + 2 Lathankarbonat: $(La_2\,(CO_3)_3 \cdot 2\,H_2O)$ sein. Der bekannte krystallisierte Lanthanit hat jedenfalls die Zusammensetzung: $La_2(CO_3)_3 \cdot 9\,H_2O$. Nach einer Analyse von HISINGER möchten doch auch andere Lanthankarbonate vorkommen. Die Möglichkeit der Existenz des supponierten Karbonats ist deshalb nicht ausgeschlossen.

Nach meiner Meinung ist die ganze Berechnung ziemlich gezwungen. Es dürfte wohl viel näher an der Hand liegen, den betreffenden Einschluß im Gadolinit als *ein einheitliches, homogenes Mineral* zu betrachten, dessen Zusammensetzung einfach aus den Zahlen der Analyse gegeben wäre. In dem Falle würde hier ein neues Mineral vorliegen, chemisch mit dem Kainosit verwandt, aber mehr kompliziert zusammengesetzt.

ORTHIT; Berzelius

Orthit gehort zu den gewöhnlichsten der akzessorischen Mineralien auf den granitischen Pegmatitgängen im südlichen Norwegen und ist deshalb seit lange her bekannt.

Th. Scheerer[1] hat 1840 die damals bekannten Vorkommnisse von Orthit im südlichen Norwegen aufgezählt und darunter mitgeteilt, daß Orthit von *Melkedöla* bei *Bygdin* in Jotunheimen schon im Jahre 1820 von B. M. Keilhau während seiner bekannten Entdeckungsreise in dieser Gebirgsgegend gefunden worden war, und daß Keilhau[2] auch im Jahre 1839 das Mineral auf den granitischen Pegmatitgängen der bekannten Insel *Hitterö* entdeckte.[3]

Orthit von Snarum wurde von Scheerer entdeckt.

Es liegt doch die Wahrscheinlichkeit vor, daß Orthit von den Feldspatbrüchen bei Arendal — vor allem Buö und Næskilen[4] —noch früher bekannt wäre. Der Feldspatbetrieb in der Gegend von Arendal ist schon im Jahre 1792 angefangen und weil der Orthit hier ungewöhnlich reichlich und häufig vorkommt, dürfte unzweifelhaft die Aufmerksamkeit auf das glänzende, schwere, schwarze Mineral schon früh hingelenkt sein. Sichere Daten über Funde von Orthit von Arendal habe ich nicht gefunden. Scheerer[5] hat zwar in der genannten Abhandlung von 1840 erwähnt, daß Orthit von Arendal in einer Berlinersammlung repräsentiert war.

Die ersten krystallographischen, physikalischen und chemischen Untersuchungen der norwegischen Orthite wurden von Th. Scheerer im Anfang der vierziger Jahren des vorigen Jahrhunderts ausgeführt[6] Die Resultate sind z. T. in Gaea Norvegica zusammengestellt.

---

1 Pogg. Annal. *51.* (1840).

2 Reise in Lister og Mandals Amt 1839. Nyt Mag. f. Nat. *2.*

3 Orthit von Hitterö ist doch von Herrn Tank etwa 1820 zusammen mit Ytterspat gefunden.

4 Im Jahre 1824 beschrieb Lèvy (Ann. Phil. 1824. 7) unter den Namen *Bucklandit* ein Mineral von Næskilen Grube bei Arendal, das G. Rose in dem folgenden Jahre mit Orthit in Auswürflingen vom Laacher See identifizierte. Der sog. Bucklandit ist somit der erst bekannte Orthit aus der Gegend von Arendal.

5 L. c.

6 Pogg. Annal. *51, 56, 61.*

Scheerer entdeckte die durchgreifende Zustandsänderung gewisser norwegischer Orthite beim Glühen, indem er die Volumänderung und die größere Widerstandsfähigkeit gegen Säuren nachgewiesen hatte. Weiter hat er Analysen des Orthits von Filefjeld, Jotunfjeld, Snarum und Hitterö ausgeführt.

Weibye entdeckte 1847 Orthit in der Gegend von Kragerö und hat eine kurze Beschreibung desselben gegeben.[1]

D. Forbes und T. Dahll[2] haben 1855 die großen Orthitfunde in der Gegend von Arendal (Helle und Næs) beschrieben und daneben eine Analyse des Orthits von Helle publiziert.

In den folgenden Jahren haben auch Zschau, Des Cloiseaux, Rammelsberg und Blum Untersuchungen über norwegische Orthite, namentlich über Orthit von Hitterö, ausgeführt.[3]

Der durchaus wichtigste Beitrag zur Kenntnis der chemischen Zusammensetzung der norwegischen Orthite ist von N. Engström[4] und P. T. Cleve durch neun Analysen des Orthits von sechs verschiedenen Vorkommnissen im südlichen Norwegen geliefert.

Sonst sind wenige Untersuchungen über norwegische Orthite ausgeführt.

W. C. Brögger[5] hat Studien über die optischen Verhältnisse und die metamikte Umlagerung des Orthits veröffentlicht und gelegentlich auch Orthit von Kragerö kürzlich beschrieben.[6]

V. G. Goldschmidt[7] hat Orthit von Froland und Arendal optisch untersucht und die Radioaktivität[8] des Orthits von Flekkefjord (Hitterö) und Åvitsland, Sætersdalen, gemessen.

Für diese Zusammenstellung habe ich eine Revision des Orthitmaterials in der Sammlung des Mineralogischen Museums, Kristiania, vorgenommen. Leider bietet das Material sehr wenig Interesse in krystallographischer Hinsicht.

Im Band I dieser Publikationsserie hat Brögger kürzlich die wichtigsten Vorkommnisse des Orthits im südlichen Norwegen erwähnt. Ich werde hier ein vollständiges Verzeichnis aller bekannten Fundorte mitteilen, selbstverständlich mit der Begrenzung, daß nur Funde von granitischen Pegmatitgängen mitgenommen werden.

---

1 N. J. f. Min 1848, S. 43 und 1849, S. 778.

2 Nyt Mag. f. Nat. *6*, S. 213

3 Hintze: Handbuch d. Mineralogie.

4 Nils Engström: Undersökning av nogra Mineral, som innehålla sälsynta jordarten. Inaug. Dissert. Upsala 1877.

5 Z. f. Kr. *16*. S. 99—100.

6 Z. f. Kr. *42*. S. 421.

7 Kontaktmetamorphose im Kristianiagebiete. S. 423. Vid.-Selsk. Skr.. I. 1911. No. 9.

8 Z. f. Kr. *44* u. *45*.

Vorkommnisse von Orthit in Norwegen.

1. Im Gebiet von *Østfold* (vormals *Smaalenene*) kommt Orthit sehr spärlich vor. In der Sammlung des Museums ist nur ein einziger Fundort vertreten, *Kråkeröy* (vormals Krageröen geschrieben) bei Fredrikstad. Es liegen nur einige Bruchstücke von Krystallen vor, die nach der b-Achse ausgezogen sind.

2—3. In der Gegend von Snarum ist der Fundort *Ramfos*, wovon auch schöne Turmalinkrystalle bekannt sind, vertreten. Die mit Turmalin in Oligoklas eingewachsenen Krystsalle sind stengelig nach *b* ausgezogen, fehlen Terminalbegrenzung, sind äußerlich grau und innen glänzed schwarz. Die Hauptformen sind {100} und {001}, die übrigen aber sind nicht identifizierbar. Orthit ist älter als Turmalin. Der Orthit von Ramfos ist unter dem Mikroskop völlig isotrop. Von dem zweiten von Scheerer entdeckten Fundort in Snarum — *Lofthus* — besitzt die Sammlung jetzt kein Material.

4. Von *Kjörrestad* in Bamle hat H. Reusch mehrere Stücke von körnigem Orthit mit tiefbrauner Farbe gesammelt. Im Dünnschliff ist die Farbe hellbraun. Unter dem Mikroskop zeigt dieser Orthit sich anisotrop und wahrscheinlich wenig zersetzt. Die Struktur ist richtungslos körnig. Wohl ausgebildete Krystalle ragen aus der körnigen Masse in mit Quarz gefüllten Hohlräumen hinein. Das Sprüngesystem in der Quarzmasse zeigt ein Bild ziemlich ähnlich dem Bild der Kraftlinien eines magnetischen Kraftfeldes. Zwischen + Nicolls zeigt dieser Orthit einen schönen Schalenbau.

5—10. In der Gegend von *Kragerö* sind vier Vorkommnisse von Orthit in der Sammlung vertreten: *Steine, Lindvikskollen, Kalstadgangen* und *Spatdalen*. Der Orthit von *Lindvikskollen* ist früher kürzlich von Brögger[1] beschrieben. Die Krystalle sind stengelig nach *b* ausgezogen, zuweilen auch tafelig nach (100), und ziemlich gut entwickelt mit matten aber ebenen Flächen in der Zone [(100 : (001)]. Die Kombination ist die gewöhnliche: a {100}, c {001}, i {$\bar{1}$02}, r {$\bar{1}$01}, l {$\bar{2}$01}; als Terminalbegrenzung treten o {111} und n {$\bar{1}$11} auf. Die Farbe ist braun bis rotbraun. Die Krystallstöcke von Lindvikskollen sind ziemlich groß.

Der Orthit von *Kalstadgangen* ist mattschwarz von Farbe und optisch isotrop. Ziemlich große Massen ohne Krystallbegrenzung sind gefunden.

Forbes und Dahll[2] nennen auch *Frydensborg* und *Skarbo* als Fundorte des Orthits in dieser Gegend.

11—15. In der Nähe von *Risör* ist Orthit bei *Ranvik* gefunden. Nur derbe Stücke von tiefschwarzer Farbe und mit starkem Glanz liegen vor.

1 Z. f. Kr. *42*.
2 L. c.

Das spez. Gweicht wurde zu 3,45 bestimmt. Unter dem Mikroskop zeigt er sich völlig isotrop. Beim Glühen bläht er sich sehr stark auf und hinterläßt eine hellgraue bimsteinartige Schlacke. Im Kirchspiel *Söndeled* ist Ortihit bei *Narviken* und *Lindstöl* gefunden. Die Krystalle von Narviken sind klein, aber ziemlich gut, mit der gewöhnlichen Typus der Orthite der granitischen Pegmatitgänge.

Die Kombination ist a {100}, c {001}, i {$\bar{1}$02}, r {$\bar{1}$01}, l {$\bar{2}$01} o (111) und n ($\bar{1}$11). Ein Krystall ist nach (100) verzwillingt.

Auch bei *Hudalen* in Söndeled ist Orthit gefunden, stammt aber hier von grobkörnigen Nieren der Gneisgesteine, die keine Relationen zu den eigentlichen granitischen Pegmatitgängen haben. Diese Orthitkrystalle sind sehr schön ausgebildet; ich möchte doch die nähere Beschreibung derselben für eine andere Publikation passend ersparen.

Nach FORBES und DAHLL ist Orthit auch bei *Ramskjær* in Söndeled gefunden.

16—19. Bei *Ausel* in *Vegårdsheien* ist Orthit zusammen mit Ilmenorutil, Thoruranin etc. gefunden (Siehe B. I. S. 45). Zwischen Tvedestrand und Arendal sind *Våland* in *Holt*, weiter *Brekke* in *Ö. Moland* Vorkommnisse des Orthits. Nach FORBES und DAHLL ist Orthit auch auf *Askeröen* in *Dypvåg* gefunden.

19—21. Nach SCHEERER kommt in der Gegend von *Tvedestrand* Orthit bei *Haneholm, Solberg* und *Lyngrot* vor.

22—25. Im Kirchspiel *Froland* sind vier Vorkommnisse in der Sammlung vertreten: *Blakstadbro, Hof Froland, Haukås* und *Skuggestöl*. Orthit von Blakstadbro ist von N. ENGSTRÖM analysiert.

Von *Skuggestöl* besitzt die Sammlung ein gutes Material von ganz hübschen Orthitkrystallen. Wie gewöhnlich sind diese nach *b* ausgezogen und zeigen häufig recht gute Terminalbegrenzung. Die Kombination ist einfach:

a {100}, c {100}, i {$\bar{1}$02}, r {$\bar{1}$01}, l {$\bar{2}$01}, o {111} und n {$\bar{1}$11}.

a und c sind teils gleichmäßig entwickelt, und die Krystalle sind als isometrische Stengel geförmt. Andere Krystalle von diesem Fundort sind tafelig nach (100) entwickelt; sie sind außergewöhnlich frisch und haben V. M. GOLDSCHMIDT[1] als Material für seine optische Studien gedient. Die Resultate GOLDSCHMIDT's sind unten wiedergegeben.

Die Krystalle von *Blakstadbro* und *Haukås* sind auch ganz gut entwickelt und zeigen den gewöhnlichen Typus.

26—47 Die überwiegende Anzahl der Vorkommnisse des Orthits im südlichen Norwegen befindet sich in der Gegend von Arendal. Einige

[1] L. c.

von diesen haben sehr beträchtliche Quantitäten von Orthit geliefert. Schon SCHEERER[1] hat die Mehrzahl derselben entdeckt.

Der Orthit ist teils in den großen, gut aufgeschlossenen Feldspat- und Quarz-brüchen und zwar hier in bedeutenden Mengen gefunden, teils aber auch in kleineren Granitpegmatitgängen, die die Magnetitlagerstätten durchqueren und während des Abbaus der Gruben stellenweise ausgebrochen sind.

Folgende Vorkommnisse sind zur Zeit in der Sammlung des Mineralogischen Museums vertreten: *Alve, Barbo, Buö, Garta, Helle, Langsev, Mörefjær, Noddeland, Narestö, Næs, Næskilen, Vatnebo* und *Ödegaarden*.

Außerdem hat SCHEERER noch eine Reihe von Fundorten des Orthits in der Gegend von Arendal angegeben, nämlich: *Aslak* Grube *Braastad, Krognes* (auf Tromöen), *Lærrestvedt, Nöddebro, Salteröd, Solberg, Stul* Grube, *Torbjörnsbo*.

Diese reiche Fülle von Vorkommnissen zeigt uns, daß Orthit so zu sagen auf jedem granitischen Pegmatitgang in der Gegend von Arendal vorkommt.

Die wichtigsten Vorkommnisse, die größere Mengen von Orthit geliefert haben, sind *Helle* und *Næs* bei *Næskilen*, daneben auch *Mörefjær, Ödegaarden* und *Garta*.

Die meisten Krystalle sind stengelig mit überwiegender Entwickelung von (100) und (001). Gute Krystalle sind selten.

Der Orthit aus der Gegend von Arendal ist im allgemeinen tief pechschwarz mit starkem, etwas fettartigem Glanz. Die Krystalle zeigen häufig äußerlich eine rotbraun gefärbte Umwandlungsrinde.

ENGSTRÖM und CLEVE haben chemische Analysen des Orthits von *Næskilen, Alve* und *Buö* ausgeführt. BRÖGGER hat Orthit von Arendal optisch untersucht.

Aus der Gegend von Arendal besitzt das Mineralogische Museum Bruchstücke von Orthitkrystallen von ursprünglich sehr bedeutenden Dimensionen. Das größte ist 90 cm. lang und 20 cm. breit, und zeigt stellenweise Krystallflächen. Mehrere Bruchstücke haben ein Durchmesser von 20—30 cm.

Aus der Küstenstrecke Grimstad — Kristianssand sind keine Vorkommnisse von Orthit bekannt.

47—54. Im Kirchspiel *Iveland* — im südlichen Teil von Sætersdalen — sind wieder eine ganze Reihe von Vorkommnisse des Orthits bekannt. Das Mineral ist doch niemals in sehr bedeutenden Quantitäten gefunden. In krystallographischer Hinsicht bietet das Orthitmaterial von Iveland wenig Interesse. Ich beschränke mich deshalb hier auf eine Aufzählung der Fundorte zu geben.

[1] Nyt Mag. f. Nat. *4* S. 126. N. J. f. Min. 1843. 631.

Orthit ist teils von Herrn O. THORTVEIT, teils von mir in Feldspatbrüchen an den Höfen: *Bjerketveit, Fröysä, Frikstad, Håvorstad, Hiltveit, Hodne, Ljosland* und *Mölland* gefunden.

Von *Hiltveit* sind kleine, ziemlich gute, nach (100) tafelige Krystalle eingesammelt. Der Orthit von *Fröysä* ist vollständig in einer graugelben Substanz umgewandelt.

Eine systematische Durchforschung nach Orthit ist nicht durchgeführt, weil das Mineral keinen Verkaufswert hat, und deshalb immer auf den Halden geworfen wird.

55. Bei *Fennefos* in Hornnes, Sætersdalen, ist Orthit gelegentlich gefunden.

56—61. Im Kirchspiel *Evje* in Sætersdalen — nördlich von Iveland — kommt auch Orthit sehr allgemein vor, und ist in Feldspatbrüchen an den folgenden Höfen gefunden: *Ås, Högtveit, Landsverk, Lundekleven* und *Lövland;* an dem Hofe *Åvitsland* ist auch Orthit gelegentlich von mir gesammelt.

Von *Ås* und *Högtveit* hat P. SCHEI Orthitkrystalle mit Endflächen gesammelt, die doch äußerlich braun und verrostet sind. Die Krystallbruchstücke von Lövland sind wenig umgewandelt mit schwarzen und ebenen Flächen.

62. An *Langerak* am See Byglandsfjord in Sætersdalen ist Orthit gefunden.

63. An *Langeland* in *Mandalen* habe ich gelegentlich Orthit zusammen mit Euxenit in einem kleinen Feldspatbruch gesammelt.

64. An *Eigeland* im Kirchspiel Herred bei Fedefjorden, als Fundort ausgezeichneter Gadolinitkrystalle bekannt, ist auch Orthit gefunden.

65—67. Auf *Hitterö* bei Flekkefjord kommt auch *Orthit* sehr häufig vor, und ist in vielen Feldspatbrüchen gefunden, z. B. *Rasvåg, Hålandsdal, Urstad* u. s. w. Im allgemeinen sind die Stücke nur „Hitterö" etikettiert ohne genaue Fundortsangabe.

Die Krystalle zeigen oft ebene Flächen, zuweilen noch etwas spiegelnd. Die beobachteten Formen sind: a, c, i, r, l.

Endflächen sind nicht beobachtet.

Der Orthit von Hitterö ist von SCHEERER, ENGSTRÖM und CLEVE analysiert. SCHEERER hat eingehende physikalische Untersuchungen des Minerals ausgeführt. BRÖGGER hat das Mineral optisch untersucht.

68. In einem Feldspatbruch am Hofe *Ollestad* in Hæskestad — in der Nähe von Ueland Station an der Bahnstrecke: Flekkefjord—Ekersund habe ich (1906) Orthit zusammen mit Malakon und Monazit gefunden.

69. Eine Stufe mit Orthit in der Sammlung zeigt auf der Etikette „Enighets Kobberverk, Stavanger." Es ist fraglich, inwieweit dieser Orthit von einem granitischen Pegmatitgang stammt.

70. *Melkedöla* in der Nähe von *Bygdin* in *Jotunheimen* ist der Fundort, der von KEIHHAU 1820 entdeckt wurde. SCHEERER hat das Vorkommnis näher untersucht. A. HELLAND hat 1871 ein gutes Material eingesammelt, das jetzt in der Sammlung ist.

Die Stücke zeigen, daß Orthit als rundliche bis wallnußgroße Körner in einem grobkörnigen Granit vorkommt. Dieser Granit durchsetzt als unregelmäßige Gänge den kaledonischen Jotungabbro und ist somit von silurischem Alter (paläozoisch).

Im Sommer 1918 hatte ich selbst Gelegenheit die Granitpegmatitgänge in Melkedalen bei Bygdin näher zu studieren und habe an Ort und Stelle ein schönes Material von Orthit gesammelt. Gute Krystalle mit der Kombination a, c, i habe ich als Seltenheit gefunden. Infolge des Gebirgsdruckes sind die meisten Krystalle stark zerquetscht. Zusammen mit Orthit treten Zirkon und ein Euxenitähnliches Mineral auf.

Die übrigen Vorkommnisse des Orthits im südlichen Norwegen, die hier erwähnt sind, sind alle auf granitischen Pegmatitgängen von prekambrischem Alter gefunden.

71. Anhangsweise dürfte hier zugefügt werden, daß Orthit auch in dem großen Feldspatbruch auf *Hundholmen* in Ofotenfjord von TH. VOGT gefunden ist.

Krystallographische und physikalische Eigenschaften.

Das Material des Orthits von den Vorkommnissen im südlichen Norwegen bietet, wie auch oben bemerkt, in krystallographischer Hinsicht sehr wenig von Interesse. Gute Krystalle mit meßbaren Flächen kommen überhaupt nicht vor. Endflächen sind sehr selten.

Die Krystalle zeigen durchgehends einen ziemlich konstanten Typus mit wenigen und allerdings kleinen Abweichungen. Die Krystalle sind immer nach der b-Achse stengelig ausgezogen. Die Hauptflächen der Zone [010] sind a (100) und c (001). Diese sind häufig gleichmäßig entwickelt, wodurch die Krystalle eine isometrisch prismatische Gestalt erhalten. Die Krystalle sind doch auch häufig tafelig, teils a (100) und teils nach c (001), entwickelt.

Die beobachteten Formen sind:

a {100}, c {001}, i {$\bar{1}$02}, r {$\bar{1}$01}, l {$\bar{2}$01}, o {111} und n {$\bar{1}$11}.

Andere Formen kommen wahrscheinlich auch vor, aber sind nicht mit hinreichender Sicherheit identifiziert.

Das spezifische Gewicht der norwegischen Orthite zeigt schwankende Werte, je nach dem Wassergehalt und dem Stadium der Umwandlung.

Die metamikte Umlagerung und die Aufnahme von Wasser bewirken eine Abnahme des spez. Gewichtes. Das spez. Gewicht steht auch in Relation zu der chemischen Zusammensetzung, die innerhalb gewisser Grenzen ziemlich große Schwankungen zeigt. Die Dichte ist hoch, wenn die Gehalte von Ce_2O_3 und Fe_2O_3 hoch sind, und umgekehrt niedrig, wenn Al_2O_3 hoch ist.

Es werden hier einige Beispiele der Bestimmungen des spez. Gewichtes des Orthits von südlichen Norwegen nach der Litteratur angeführt.

		G
Scheerer,	Lofthus, Snarum	3,79
—	Filefjeld	3,65
—	Jotunfjeld	3,54
—	Hitterö I	3,50
—	Hitterö II	3,37
N. Engström	Hitterö	3,52
—	Næskilen	3,33
—	Alve	3,39
—	Blakstadbro	3,28
—	Kragerö	3,57
P. T. Cleve	Buö	3,465
Schetelig	Ranvik, Risör	3,45

Weil der Orthit von Lofthus, Snarum, nach Scheerer schwer durch Säuren angreifbar ist, dürfte dieser Orthit nur ganz wenig umgewandelt sein; die hohe Dichte zeigt dasselbe.

Die Steigerung der Dichte des Orthits nach Glühen wurde, wie schon oben bemerkt, von Scheerer entdeckt.

		Vor Glühen	Nach Glühen.
Scheerer:	Filefjeld	3,65	3,94
—	Jotunfjeld	3,54	3,76
—	Hitterö	3,50	3,6

Die größere Widerstandsfähigkeit des geglühten Orthits gegen Säuren ist auch zuerst von Scheerer beobachtet.

Bei Erhitzen zeigen einige Orthite das bekannte Phänomen des *Verglimmens*.

Andere Orthite blähen sich stark blumenkohlartig auf und hinterlassen eine grauweiße, bimsteinartige Schlacke. Der Orthit von Ranvik bei Risör z. B. zeigt ein außerordentlich starkes Aufblähen. Die Ursache ist Ent-

weichen von Wasserdampf und anderen flüchtigen Substanzen (Gase, Kohlenwasserstoffe, Bergpech).

Die metamikte Umlagerung der Orthite, die in Isotropie der Orthitsubstanz gekennzeichnet ist, ist von BRÖGGER[1] studiert. In Dünnschliffen können alle Stadien zwischen anisotropem Orthit mit lebhaften Interferenzfarben und dem völlig isotropen beobachtet werden. Die Umwandlung folgt dem zonaren Aufbau der Krystalle. Die metamikte Umlagerung ist, wie oben unter Gadolinit hervorgehoben, ohne Zweifel durch die α-Strahlung der enthaltenden radioaktiven Elemente verursacht. Die meisten Orthite der granitischen Pegmatitgänge enthalten ThO_2; die Menge schwankt zwischen 0,9 % bis 2,5 % ThO_2.

Die Radioaktivität des Orthits von zwei norwegischen Vorkommnissen ist von V. M. GOLDSCHMIDT[2] gemessen:

	Rmin	% ThO_2	Analyse
Flekkefjord[3]	0,029	1,41	Hitterö : 0,87 — 0,95 % ThO_2
Åvitsland	0,029	1,41	

Die Farbe des Orthits ist gewöhnlich pechschwarz. Nicht selten ist doch die Farbe dunkelgrün oder dunkelbraun. Die rein schwarzen Orthite sind häufig von einer Rinde rotbrauner oder graubrauner Substanz umgeben. Die Farbenänderung hängt mit Umwandlung chemischer Art zusammen, vor allem Oxydation des Eisenoxyduls. Nach BRÖGGER ist der isotrope Orthit im allgemeinen grün gefärbt, der anisotrope Orthit dagegen braun.

Der Glanz ist häufig lebhafter, etwas fettartiger Glasglanz; Bruch ist muschelig. Häufig ist doch die Orthitsubstanz ganz matt und der Bruch dann uneben.

Die Lichtbrechung des Orthits ist hoch. Es liegen doch sehr wenige Bestimmungen der Lichtbrechungsindices der norwegischen Orthite vor. Nach MICHEL-LEVY und LACROIX[4] ist $\beta = 1{,}682$ für Orthit von Næskilen.

In jüngster Zeit aber hat N. ZENZÉN[5] eine Reihe von Bestimmungen der Lichtbrechungsindices des Orthits von verschiedenen norwegischen und schwedischen Vorkommnissen ausgeführt und die Relationen zwischen Lichtbrechung und Dichte graphisch zusammengestellt. Die Resultate ZENZÉNS betreffs der norwegischen Orthite habe ich hier tabellarisch angeführt.

Das Hauptresultat der Untersuchungen ist die gesetzmäßige Abnahme des Lichtbrechungsvermögens mit abnehmender Dichte.

---

1 Z. f. Kr. 16 S. 100.
2 L. c.
3 Wahrscheinlich Hitterö.
4 Minereaux des Roches. Paris 1888 S. 185.
5 Bull Geol. of the Geol. Instit. of Upsala Vol. XV S. 61—96.

Tabelle über Dichte und Lichtbrechung norwegischer Orthite nach N. Zenzén.

Fundort	Dichte	Mittl. Brechungs index
Hitterö	3,507	1,70
—	3,42	1,69
Alve, Arendal	3,49	1,68
Næskilen Arendal	3,427	1,68
Arendal	3,39	1,68
Blakstadbro, Froland	3,346	1,68
Voge, Moland	3,33	1,68
Snarum	3,23	1,65
Kragerö	3,19	1,64

Die frischesten Orthite zeigen eine ziemlich starke Doppelbrechung. Die hervorschreitende Umwandlung ist von einer Abnahme der Stärke der Doppelbrechung begleitet und die metamikt umgelagerten Orthite sind völlig isotrop.

Die optische Orientierung ist nach Brögger[1] und V. M. Goldschmidt[2] für Orthite der granitschen Pegmatitgängen die folgende: Achsenebene liegt symmetrisch, b = β. α liegt im spitzen Winkel β, und also hinten geneigt.

Die Orthitkrystalle zeigen im allgemeinen einen ausgeprägten Schalenbau mit stufenweise abnehmender Auslöschungsschiefe von dem inneren Kern bis zu der äußeren Hülle. Die Grenzen zwischen den verschiedenen Hüllen sind oft unregelmäßig.

Brögger hat in Dünnschliffen // {010} einige Krystalle von Arendal und Hitterö optisch untersucht und folgende Werte der Auslöschungsschiefe gefunden:

$c : a$ maximale Werte : 40°—44°
mittlere Werte : 34°—37°
niedrigere Werte : 22°—29°

Z. B. wurden im Dünnschliff // {010} eines Krystalle von Arendal mit schönem Schalenbau folgende Werte der Auslöschungsschiefe ermittelt:

Arendal $c : a$ Kern 40°,5
Hülle 29°,5
Epidotrand 4°—6°

Ganz übereinstimmende Werte hat V. M. Goldschmidt für Orthit von Froland gefunden:

[1] L. c.
[2] L. c.

Froland	$c : \alpha$	Kern	$41^{\circ}7$
		Hülle	23°
		Epidotrand	2,5

Weiter für Orthit von Arendal:

$c : \alpha$	Kern	37°
	Hülle	35°

V. M. GOLDSCHMIDT hat zuerst hervorgehoben, daß die optischen Eigenschaften des ganz frischen Orthits durch das Mischungsverhältnis von den drei Komponenten *Klinozoisit*, *Epidot*, und *Orthit* bestimmt ist. Nur der Kern der zonargebauten Orthite besteht überwiegend aus dem Orthitsilikat; die verschiedenen Hüllen zeigen einen zunehmenden Gehalt an Klinozoisit und Epidot. Diese Übergangsglieder hat V. M. GOLDSCHMIDT als *Epidotorthit* bezeichnet. Die äußere Rinde besteht oft aus ziemlich reinem Epidot.

Die Änderungen in den optischen Eigenschaften, die durch die metamikte Umlagerung des Atombaues in Verbindung mit Wasseraufnahme hervorgebracht sind und deren Endresultat die vollkommene Isotropie der Orthitsubstanz ist, sind schon oben erwähnt.

Der optische Charakter des Orthits scheint negativ zu sein.

Achsenwinkelmessungen an Orthit von granitischen Pegmatitgängen im südlichen Norwegen sind nicht ausgeführt.

A. SJÖGREN[1] hat mehrere norwegische Orthite optisch untersucht; er hat aber nur Bemerkungen, inwieweit der untersuchte Orthit isotrop oder anisotrop war, gemacht.

Die chemische Zusammensetzung der norwegischen Orthite ist durch die Analysen von TH. SCHEERER, N. ENGSTRØM und P. T. CLEVE ziemlich gut bekannt. Neue Analysen für diese Zusammenstellung sind nicht ausgeführt.

---

[1] Geol. För. Förh. *3* 1877, S. 258.

ANHANG

ERGÄNZUNGEN ZU BAND I

NIOBATE, TANTALATE, TITANATE UND TITANO-NIOBATE

VON

JAKOB SCHETELIG

(MIT 2 TEXTFIGUREN)

In den Jahren, die verflossen sind, seitdem W. C. Brögger den ersten Band dieser Publikationsserie über die Mineralien der südnorwegischen Granitpegmatitgänge im Jahre 1906 herausgegeben hat, wurde eine Reihe neuer Fundorte von den in dem genannten Bande beschriebenen Mineralien entdeckt, und das Mineralogische Museum in Kristiania hat von diesen Fundorten z. T. ziemlich reichliches Material, das in vielen Hinsichten etwas von Interesse bietet, erhalten.

Es schien mir deshalb zweckmäßig bei dieser Gelegenheit ein Verzeichnis der neuentdeckten Fundorte dieser Mineralien nebst einigen Bemerkungen über das Material, das noch nicht beschrieben ist, dem Band II als Anhang mitzugeben.

Die Mehrzahl der neuen Fundorte ist im Kirchspiel *Iveland* in Sætersdalen beliegend. Dank einer aufopferungsvollen und interessierten Arbeit von seiten des Herrn O. Thortveit, der einen intensiven und systematischen Versuchsbetrieb nach Feldspat in Iveland angestellt hat und darunter alles, was von seltenen Mineralien zu Tage gebracht wurde, genau aufgepaßt hat, wurden die meisten Fundorte in Iveland entdeckt. Sein reges Interesse für die mineralogische Forschung hat O. Thortveit am schönsten dadurch gezeigt, daß er eine Prachtkollektion der besten Stufen und Krystalle der Mineralien von den Pegmatitgängen in Iveland dem Mineralogischen Museum in Kristiania geschenkt hat.

1. **Fergusonit**; Haidinger.

Die neu entdeckten Fundorte liegen alle im Kirchspiel *Iveland*, Sætersdalen.

Ivedal. Der Fergusonit kommt hier mit einem Alvitmineral (sog. Högtveitit), das in faustgroßen Massen, die äußerlich stark zersetzt sind, auftritt. Gute Krystalle von Gadolinit sind an demselben Gang gefunden.

Mölland. In einem der zahlreichen Feldspatschürfe am Hof Mölland sind schöne Krystalle von Fergusonit gefunden, die mit demselben Typus als die Krystalle von Högtveit, Evje, entwickelt sind. Die Gänge am Hof Mölland haben hauptsächlich Euxenit und Monazit geliefert.

Lien Feldspatgrube gehört Herrn HERM. JENSEN, Risör. Fergusonit kommt ziemlich reichlich vor und wurde versuchsweise durch Aufbereitung für industrielle Zwecke gewonnen.

Ljosland. In einem Feldspatbruch in Ljoslandsheia sind als Seltenheit einige Krystalle von Fergusonit gefunden. Die gewöhnlich auftretenden 4 Mineralien sind Euxenit, Monazit, Orthit und Apatit.

Rosås. Fergusonit tritt spärlich auf, mit einem rötlichbraunen Alvitmineral (sog. Högtveitit), das reichlich einen oberflächlichen Anflug von Tengerit zeigt.

Fergusonit ist außerdem in dem großen Feldspatbruch auf Hundholmen in Ofotenfjord von TH. VOGT[1] gefunden.

2. Risörit; O. HAUSER.

Im Jahre 1908 wurde von Dr. OTTO HAUSER[2], Charlottenburg, ein fergusonitähnliches Mineral aus der Gegend von Risör analysiert, und unter Namen „*Risörit*" als eine neue Mineralspezies einregistriert, weil die Analyse erhebliche Unterschiede von den bekannten Fergusonitanalysen zeigte. Die chemische Zusammensetzung deutet nach HAUSER an, daß Risörit ein Zwischenglied zwischen Fergusonit (ohne TiO_2) und Euxenit (mit wenig TiO_2) repräsentieren möchte.

Das Mineralogische Museum in Kristiania hat mehrere Stufen von Risörit erhalten. Der genaue Fundort des Minerals ist *Gryting* im Kirchspiel Gjerrestad nahe bei Risör, wo ein kleiner Feldspatbruch getrieben wurde. Das Mineral von Gryting krystallisiert tetragonal als Fergusonit und hat übrigens alle für den Fergusonit charakteristischen Eigenschaften. Zum Teil ist doch die Farbe nicht schwarz, sondern braun bis gelblichbraun. Die helle Farbe ist wahrscheinlich von lichtgefärbten Zersetzungsprodukten, die die zahlreichen Sprünge erfüllen, hervorgerufen. Das von HAUSER analysierte Material war auch gelblichbraun gefärbt, und zeigte sich unter dem Mikroskop hellbraun, durchsichtig und vollkommen isotrop mit kleinen doppelbrechenden Einschlüssen und mit einer ockerigen Masse auf Rissen.

Nach HAUSER ist Bruch muschelig, Härte 5—6, das spezifische Gewicht des amorphen Risörits 4,179, steigend zu 4,678 nach Glühen.

Indem ich hier die Analyse des Risörits nach HAUSER anführe, werde ich durch eine Berechnung derselben und durch Vergleich mit Analysen des Fergusonits und anderer Niobo-Titanate die Existenzberechtigung des Risörits als selbständige Mineralspezies dikutieren.

1 Siehe Th. Vogt: Thalenit.

2. Z f. Anorg. Chem. *60* S. 230, 1908.

Risörit, Gryting, Gjerrestad bei Risör.
Analyse von. Dr. Otto Hauser, Charlottenburg.

	0/0		Quotientzahlen.	
Nb_2O_5	36,21		0,1351	0,1441
Ta_2O_5	4,00		0,0090	
TiO_2	6,00		0,0749	0,0750
SnO_2	0,01		0,0001	
ThO_2	Spur		—	
UO_2	0,10		0,0004	0,0004
Al_2O_3	0,81		0,0079	0,1637
Ce_2O_3	2,88	(328)	0,0088	
Y_2O_3	36,28	(260)	0,1395	
Fe_2O_3	1,20		0,0075	
FeO	2,61		0,0363	0,0717
CaO	1,93		0,0345	
PbO	0,20		0,0009	
CO_2	0,23			
N,He etc.	0,90			
H_2O	7,11			
	100,47			

Unter Vernachlässigung von CO_2, H_2O und Gasen läßt sich die Analyse in folgender Weise berechnen:

$R^{III}{}_2O_3$	0,1441	$2\,R^{III}{}_2O_3$	0,0196
Nb_2O_5	0,1441	$3\,TiO_2$	0,0284
$R^{III}NbO_4$	0,2882	$R^{III}{}_4(TiO_4)_3$	0,0480
UO_2	0,0004	$2\,R^{II}O$	0,0717
TiO_2	0,0004	TiO_2	0,0359
$UTiO_4$	0,0008	$R^{II}{}_2TiO_4$	0,1076

Nach dieser Berechnung bleibt ein Rest von 0,0103 entsprechend 0,82 % TiO_2 übrig. Bemerkenswert ist, daß das Verhältnis:

$$(Nb, Ta)_2O_5 : TiO_2 = 0{,}1441 : 0{,}750$$

ziemlich nahe 2 : 1 ist.

Der Risörit ist auffalend arm an ThO_2 und UO_2; die Fergusonite enthalten gewöhnlich 5—8 % $ThO_2 + UO_2$. Am meisten auffallend ist der hohe Gehalt an Titansäure (TiO_2 = 6 %), während die Fergusonite im allgemeinen keine Titansäure und überhaupt sehr kleine Quantitäten der Dioxyde: SiO_2 und SnO_2 aufweisen können. Doch enthält der Fergusonit

von Berg in Råde nach der Analyse von BLOMSTRAND[1] 1,44 % SiO_2 und 0,98 % SnO_2 und nach der Berechnung von BRÖGGER ist für diesen Fergusonit das Verhältnis: $Nb_2O_5 : (SiO_2 + SnO_2) = 6 : 1$, während für Risörit das Verhältnis: $Nb_2O_5 : TiO_2$ nahe 2 : 1 ist.

Aus der Berechnung der Analyse des Risörits geht hervor, daß dieses Mineral sich ungezwungen als eine Mischung von Ortoniobate und Ortotitanate auffassen läßt. *Risörit ist somit ein fergusonitähnliches Mineral, in welchem etwa die Hälfte der Ortoniobsäure (und Ortotantalsäure) durch Ortotitansäure ersetzt ist.* Die Behauptung von HAUSER, daß Risörit eine selbständige Mineralspezies ist, dürfte deshalb berechtigt sein. Risörit steht zu Fergusonit in demselben Verhältnis wie Priorit zu Blomstrandin. In der Blomstrandinreihe wird Metaniobsäure durch Metatitansäure in verschiedenen Verhältnissen ersetzt.

3. Bemerkungen über den sogenannten Høgtveitit.

In Mineralofferten von Dr. L. EGER in Wien haben wir den Namen *Högtveitit* bemerkt, ohne daß es möglich gewesen wäre etwas genaueres in der Litteratur über diese mutmaßlich neue Mineralspezies zu finden.

Högtveit ist ein Hof im Kirchspiel Evje in Sætersdalen, und in einem Feldspatbruch an diesem Hofe ist Fergusonit sehr reichlich und in schönen Krystallen gefunden. (Siehe B. I. S. 33). Zusammen mit dem Fergusonit kommt ein Mineral der Alvitreihe (Cyrtolith) von brauner bis gelbbrauner Farbe in bis faustgroßen Massen, die von Fergusonitstengeln durchwachsen sind, vor.

Das Mineral krystallisiert tetragonal mit Xenotimhabitus, (111) ist vorherrschend. Im Dünnschliff zeigt es starke Doppelbrechung mit opt. + Charakter. Die Radioaktivität des Minerals ist nach der Methode von V. M. GOLDSCHMIDT gemessen: $R_{Min} = 0,15$ ($U_3O_8 = 1,0$). Das Mineral enthält somit etwa 7 % Th.

Mineralstufen mit Fergusonit von Högtveit, Evje, sind in ziemlicher Menge durch Verkauf nach verschiedenen Stellen gekommen, und mit dem Fergusonit gewiß auch das Alvitmineral.

Meiner Meinung nach ist *der sogenannte Högtveitit des Herrn Dr.* L. EGER *Wien, nichts anderes als das Alvitmineral von Högtveit.*

In einem späteren Band dieser Publikationsserie werden die Mineralien der Alvitreihe (Cyrtolith etc.) im Zusammenhang mit Zirkon, Xenotim und Thorit ausführlich besprochen. Bei dieser Gelegenheit soll nur bemerkt werden, daß die Paragenesis: Fergusonit — Alvit (vom Högtveit-typus) ziemlich allgemein verbreitet zu sein scheint. Nach Beobachtungen am Material im Mineralogischen Museum kommt Fergusonit von folgenden Fundorten mit Alvit zusammen vor: Högtveit in Evje; Ivedal und Rosås in Iveland; Buö bei Arendal; Berg in Raade und Gryting in Gjerrestad.

[1] B. I. S. 36.

4. Ilmenorutil; v. Kokscharow.

Über einige seit 1906 entdeckten Fundorte von Ilmenorutil habe ich kürzlich im Jahre 1913 berichtet[1]. Später sind noch einige neue Fundorte in Iveland hinzugekommen.

Außer den von Brögger 1906 erwähnten Fundorten kennen wir jetzt den Ilmenorutil von den folgenden südnorwegischen Pegmatitgängen:

Ramskjær in Söndeled. Der Ilmenorutil, der in Quarz eingewachsen vorkommt, ist stahlgrau und zeigt die für Rutil gewöhnliche Kombination: *a, m, l, s,* und auch *e.* Ein Durchkreuzungszwilling nach *e* ist beobachtet. Bemerkenswert ist die Paragenesis: Ilmenorutil-Columbit.

Tromöen bei *Arendal.* Herr Oberlehrer E. Suleng in Arendal hat dem Mineralogischen Museum eine Stufe mit einem Krystallbruchstück von Ilmenorutil von diesem Fundort geschenkt.

Die Mehrzall der neuen Vorkommnisse liegt im Kirchspiel *Iveland Sætersdalen.* Sichere Fundorte sind Feldspatbrüche an den Höfen *Tveit, Ljosland, Håvorstad* und *Eptevand.* Etwas fraglich ist ein Feldspatbruch am Hofe *Thortveit*

Ilmenorutil kommt ziemlich allgemein mit Columbit zusammen vor, z. B. bei *Eptevand, Håvorstad* und *Tveit.* An einer Stufe von Tveit ist Parallelverwachsung von Ilmenorutil mit Columbit beobachtet. Ilmenorutil scheint ein stetiger Begleiter des Thortveitits zu sein. Am Fundort *Ljoslandsknipan* kommt Ilmenorutil in faustgroßen rauhen Krystallen zusammen mit Thortveitit vor. Auch von den Thortveititfundorten in Evje: *Landsverk* und *Unneland* ist Ilmenorutil bekannt.

Die schönsten Krystalle stammen von *Håvorstad.* Die kleinen von diesen wurden von mir gemessen und folgende mittleren Winkelwerte erhalten:

		Gem.	Ber.
s : a	111 : 100	61° 37' 1/2	61° 33'
s : s'	111 : 1$\bar{1}$1	56° 54'	—
e : e''	101 : $\bar{1}$01	65° 30'	65° 37'

Aus dem Winkelwert s : s' — 56° 54' wurde das Achsenverhältnis berechnet:

$$a : c = 1 : 0,6447.$$

Dieses Achsenverhältnis ist nur als approximativ zu betrachten, aber die Abweichung von dem richtigen Wert dürfte doch nicht groß sein. Jedenfalls liegt das Achsenverthältnis des Ilmenorutils sehr nahe dem des Rutils.

[1] J. Schetelig, Mineralog. Studien I. Ilmenorutil. Norsk Geol. Tidsskr. B. II No. 9, S. 10.

5. **Columbit**; Jameson und **Samarskit**; H. Rose.

Im Jahre 1906 war Columbit nur von einem Feldspatbruch in Iveland bekannt. O. Thortveit hat seitdem mehrere neuen Fundorte dieses Minerals in Iveland entdeckt: *Tveit* II, *Håvorstad, Kåbuland, Klep, Landås* und *Rosås*. Außerdem ist Columbit auch in dem großen Feldspatbruch bei *Spro*, Nesodden, etwa 20 km. von Kristiania gefunden.

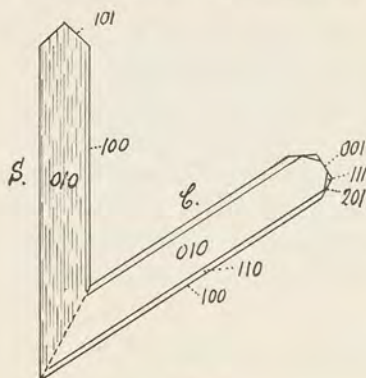


Fig. 1.

In einem Feldspatbruch am Hofe *Tveit* II kommt Columbit sehr reichlich und zum Teil in gut ausgebildeten Krystallen vor. Gewöhnlich tritt Columbit von diesem Fundort in Parallelverwachsung mit Samarskit auf, ganz gleich den bekannten Parallelverwachsungen der genannten Mineralien von verschiedenen Fundorten in Smaalenene (Östfold), früher als Ånnerödit bezeichnet. (Siehe B. I. S. 148).

Unter dem Material von Tveit II, das O. Thortveit dem Mineralogischen Museum geschenkt hat, kam auch eine ungewöhnliche Verwachsung von Columbit und Samarskit vor, indem, wie nebenstehende Figur zeigt, die Verwachsung nach der bei Columbit gewöhnlichen Zwillingsebene {201} geschehen war (Fig. 1).

6. **Euxenit**; Scheerer.

Euxenit ist einer der gewöhnlichsten akzessorischen Mineralien auf den Pegmatitgängen in Iveland. Im Jahre 1906 waren nur drei Fundorte bekannt. Jetzt kennen wir dank dem Herrn Thortveit eine ganze Reihe.

Außerhalb *Mölland, Kåbuland* und *Tveit* I[1], welche von Brögger erwähnt sind, ist Euxenit jetzt auch an *Ljosland, Birketveit, Ertveit* und *Landås* gefunden.

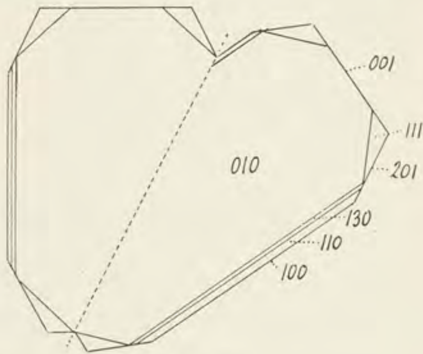


Fig. 2.

Die Namen beziehen sich immer auf Höfe, und am meisten sind an jedem Hof im „Heia“ (Wald- und Gebirgsfeld des Hofes) mehrere Feldspatbrüche aufgeschlossen, z. B. an Ljosland 4—5 verschiedene Feldspatbrüche; desgleichen an Håvorstad, Eptevand und Frikstad. An Ljosland ist Euxenit in allen Feldspatbrüchen gefunden.

Die größten Krystalle sind an Mölland und Ljosland gefunden.

[1] Zum Unterschied von Tveit II, der Fundort des Columbits und des Samarskits.

Die schönsten Krystalle stammen von *Tveit* I und sind dem Mineralogischen Museum von Herrn O. THORTVEIT geschenkt. Unter dem Material von Tveit befindet sich ein sehr gut ausgebildeter Kontaktzwilling nach {201}. (Fig. 2). Dieser Zwillingskrystall ist dicktafelig nach {010}. Die Kombination ist: {010}, {100}, {001}, {110}, {130}, {201}, {111}, {101}.

Weiter ist zu erwähnen, daß Euxenit ziemlich reichlich in dem großen Feldspatbruch bei *Spro* am Nesodden gefunden ist.

Zuletzt dürfte auch erwähnt werden, daß Euxenit auch an Hundholmen, Ofotenfjord, von TH. VOGT gefunden wurde.

7. Priorit; W. C. BRÖGGER.

Unter Fundorten des Blomstrandins hat BRÖGGER im Band I S. 107 Frikstad in Iveland angeführt, wovon damals nur zwei Krystalle bekannt waren. Einen Krystall hatte ich selbst in einem Feldspatbruch am „Östre Frikstad" gefunden. Später hat das Mineralogische Museum durch Vermittlung des Herrn O. THORTVEIT ein großes und ausgezeichnetes Material von anscheinend demselben Blomstrandinmineral von Frikstad erworben. Dieses Material war nach den Angaben THORTVEIT's in einem Feldspatbruch am „Vestre Frikstad" gefunden.

Auf Veranlassung von W. C. BRÖGGER unternahm der später gestorbene Dr. O. HAUSER, Charlottenburg, eine Analyse dieses Minerals. In einem Briefe vom 17. Februar 1911 hat Dr. HAUSER das Resultat der Analyse, die gemeinsam mit Herrn H. HERZFELD ausgeführt war, BRÖGGER mitgeteilt. Für diese Zusammenstellung hat BRÖGGER mir in liebenswürdiger Weise die Analyse, die unten angeführt ist, überlassen.

Nach der chemischen Zusammensetzung ist das Mineral von „Vestre Frikstad" *Priorit* und nicht Blomstrandin. Übrigens sind die Krystalle von Frikstad ganz gleich den Krystallen des Blomstrandins von Hitterö, teils tafelig nach {001}, teils nach der a-Achse ausgezogen mit {001} und {010} in Gleichgewicht. Die gewöhnliche Kombination ist: {010}, {001}, {130} und {110}; selten treten {101} und {021} hinzu; sehr selten ist {111}. (B. I Tab. IV, Fig. 1, 2 und 4).

Für die Analyse wurde ausgesucht reines Material Dr. HAUSER zur Verfügung gestellt. Zum Vergleich ist die Analyse des Priorits von Zwaziland beigefügt.

Betreffs der Analyse hat Dr. HAUSER in seinem Briefe bemerkt: „Das Uran ist als UO_2 berechnet und nicht als solcher bestimmt. Die Tantalsäure ließ sich nicht mit der kleinen Menge abscheiden; der Gehalt davon ist aber recht klein, wie aus dem spez. Gewicht der Niobsäure hervorgeht."

Es geht aus den beiden angeführten Analysen hervor, daß das Mineral von Frikstad sehr nahe mit dem Priorit von Swaziland übereinstimmt. Speziell wichtig ist, daß das Verhältnis $Nb_2O_5 : TiO_2$ gleich ist in den beiden Fällen.

	Priorit Frikstad, Iveland. Dr. Otto Hauser. 1910. 0/0	Quotientzahlen		*Priorit* Swaziland G. T. Prior %
Nb_2O_5	35,51	0,1325		36,68
TiO_2	21,95	0,2740		21,89
SnO_2	Spur	—	0,2858	0,29
SiO_2	0,71	0,0118		2,12
ZrO_2	2,62	0,0214		—
UO_2	1,75	0,0064	0,0372	0,49
UO_3	—	—		2,14
ThO_3	2,48	0,0094		0,61
Y_2O_3	21,21 (272)	0,0780		17,11
Ce_2O_3	3,71 (329)	0,0113	0,0969	4,32
Al_2O_3	0,78	0,0076		—
FeO	2,61	0,0363		5,63
MnO	—	—		0,19
MgO	0,23	0,0058	0,0785	0,22
PbO	0,42	0,0019		—
CaO	1,94	0,0346		4,12
Glühv.	3,77			H_2O 3,69
	99,69			99,50

Eine Berechnung der Analyse des Priorits von Frikstad läßt sich in folgender Weise durchführen. Meine Berechnung weicht insoweit von der Berechnung der Analysen des Blomstrandins, die von BRÖGGER (Band I S. 101) ausgeführt ist, ab, als ich ZrO_2 mit ThO_2 und UO_2 zusammengerechnet habe, während BRÖGGER ZrO_2 zu TiO_2 und SiO_2 hingeführt hat.

$R^{II}O$	0,0785	$R^{IV}O_2$	0,0372
Nb_2O_5	0,0785	Nb_2O_5	0,0372
$R^{II}(NbO_3)_2$	0,1570	$(R^{IV})(NbO_3)_2$	0,0744
$R^{III}{}_2O_3$	0,0056	$R^{III}{}_2O_3$	0,0913
$3(Nb_2O_5)$	0,0168	$3 TiO_2$	0,2739
$R^{III}{}_2(Nb_2O)_3$	0,0224	$R^{III}{}_2(TiO_3)_3$	0,3652

Die Berechnung stimmt ziemlich genau, es bleibt nur übrig ein Rest von 0,71 % SiO_2 (oder TiO_2). Die Möglichkeit, daß diese kleine Menge SiO_2 vielleicht von etwas beigemengtem Quarz herstammen dürfte, ist nicht ausgeschlossen.

Erklärung der Tafeln X—XV.

Tafel X.

Thortveitit von Ljosland. Photographische Aufnahmen von Krystallen und Krystallgruppen.

Fig. 1. Bruchstück des größten Krystalls mit dem Zwillingswinkel m*m* = 32° 3/4 vorn ersichtlich. Maßstab 2/3.

Fig. 2. Große Krystallgruppe in Pegmatit (Feldspat und Quarz), eingewachsen. Maßstab 2/3.

Fig. 3. Bruchstück eines großen Krystalls von mehreren Zwillingsindividuen kompliziert aufgebaut. Maßstab 1/1.

Fig. 4. Krystallbruchstück, dunkelgrün und durchscheinenden. Die c-Achse liegt horizontal. Zwillingswinkel vorn. Maßstab 1/1.

Tafel XI.

Thortveitit von Ljosland. Photographische Aufnahmen von Krystallen.

Fig. 1. Krystall in Pegmatit mit den Formen m {110} und c {001}. Maßstab. 1/1.

Fig. 2. Ein großer Krystall im Querschnitt. Der Prismenwinkel mm = 73 1/2° und der Zwillingswinkel m*m* = 32 3/4° sind erkennbar. Maßstab. 1/1.

Fig. 3. In Quarz eingewachsener Krystall, der das allmähliche Zuspitzen zeigt. Maßstab. 1/1.

Fig. 4. Krystall in Quarz eingewachsen, vollkommen frisch und durchscheinend mit tiefgrüner Farbe. Maßstab. 1/1.

Tafel XII.

Thortveitit von Ljosland. Photographische Aufnahmen von Krystallen.

Fig. 1—5. Verschiedene Zwillingskrystalle, z. T. auch mit subparallelen Individuengruppen. Maßtab. 1/1.

Tafel XIII.

Thortveitit von Ljosland.

Fig. 1. Etwas schematisierte Zeichnung eines Dünnschliffs ⊥ der c-Achse von einem Zwillingskrystall, der von 5 Individuen, polysynthetisch nach m {110} verzwillingt, aufgebaut ist. Die Positionen der 5 Achsenebenen sind eingetragen. Etwa 10 Mal vergrößert. Nicolls +.

Fig. 2. Photographische Aufnahme desselben Dünnschliffs. Orientierende Linien sind eingetragen. 2 Mal vergr.

Fig. 3. Schematische Darstellung von den Positionen der Achsenebenen in den 5 polysynthetisch verzwillingten Individuen der Fig. 1.

Tafel XIV.

Gadolinit. Photographische Aufnahmen von Krystallen und Krystallgruppen.
Fig. 1. Krystal Ivon Eigeland, von P. WAAGE gesammelt. Maßstab. $^{1}/_{1}$.
Fig. 2 Krystallstock von Birkeland, Iveland. Maßtab. $^{1}/_{1}$.

Tafel XV.

Gadolinit.
Fig. 1. Krystallstock von Birkeland, Iveland. Maßstab. $^{2}/_{3}$.
Fig. 2. Krystall von Hitterö. m $\{110\}$, o $\{\bar{1}11\}$ und c $\{001\}$. Maßstab. $^{2}/_{3}$.
Fig. 3. Krystall von Birkeland, mit beiden Enden entwickelt und in Pegmatit eingewachsen. Maßstab. $^{3}/_{4}$.

INHALT.

Gedruckt 11. Juli 1922.



Fig. 1.



Fig. 2.



Fig. 3.

Borghild Larssen phot.



Fig. 1.

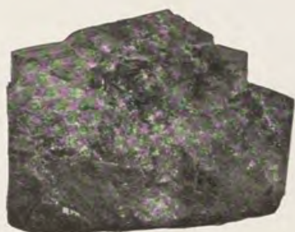


Fig. 2.



Fig. 3.

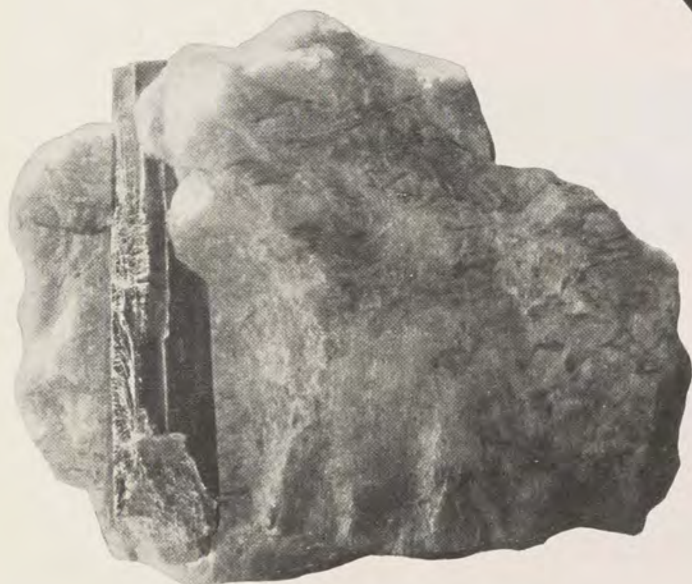


Fig. 4.

Borghild Larssen phot.

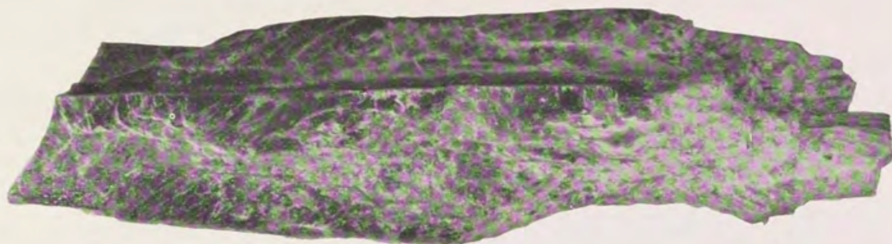
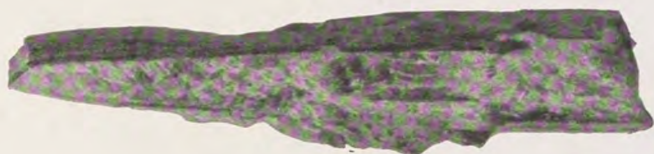
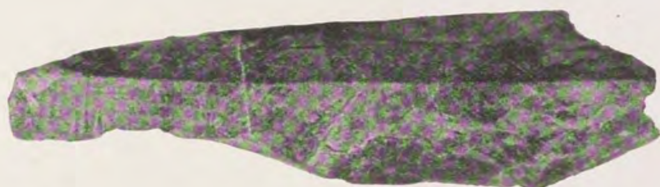
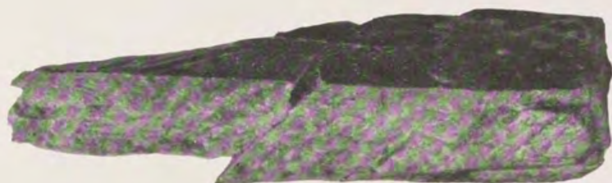

Fig. 5.


Fig. 4.


Fig. 3.


Fig. 2.


Fig. 1.

Borghild Larssen phot.

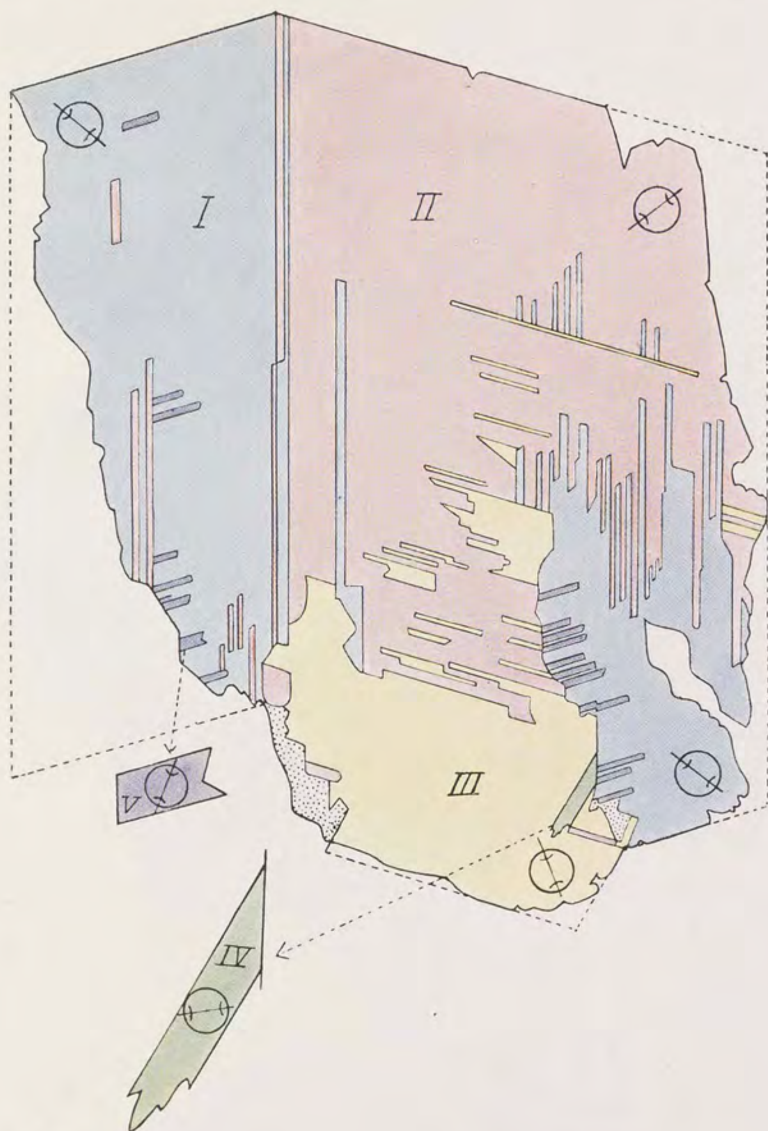


Fig. 1.



Fig. 2.

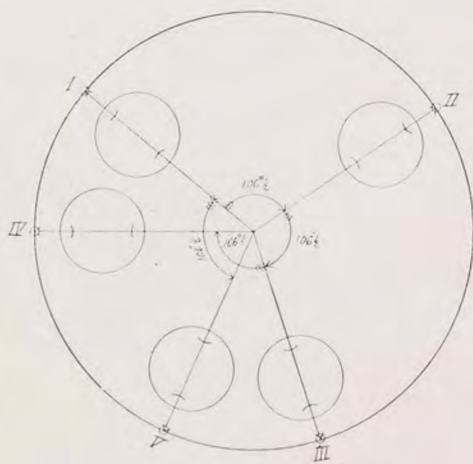


Fig. 3.

J. Schetelig del.



Fig. 1.



Fig. 2.

Borghild Larssen phot.



Fig. 1.



Fig. 2.



Fig. 3.



Fig. 4.

Borghild Larssen phot.

Bound by J.S.

